

地震

第 2 輯

第 9 卷 第 4 號

昭和 32 年

論 說

- 地球物理学的興味のある 2, 3 の方程式の一般解 竹 内 均..189
先駆波による地殻構造の研究 岸 本 兆 方・神 月 彰..200
震央距離 $6^{\circ}\sim 26^{\circ}$ における地震波の振幅について 岸 本 兆 方・神 月 彰..209
和歌山地方で観測された微小地震の性質について

..... 三 雲 健・大塚道男・神 月 彰..218

日本とその近くにおける地震活動のエネルギー 坪 井 忠 二..229

寄 書

‘地球内部の温度’及び‘C層について(続)’の再検討

一あやまりと欠陥一 三 木 晴 男..235

筑波山において観測された小地震 宮 村 撰 三..236

地 震 時 報 237

学 会 記 事 238

地 震 学 会



地震学会々則

1. 本会は地震およびこれに関連する諸現象の研究並びにその応用に関する知識を交換、普及し震火災防止に貢献することを目的とする。
2. 本会は地震学会と称して、事務所を東京大学地球物理学教室におく。
3. 本会はその目的を達するため下記の事業を行う。
 - (i) 通常総会および臨時総会
 - (ii) 学術講演会
 - (iii) 会誌「地震」の発行
 - (iv) 其他必要なる事業
 通常総会は毎年必ず1回適当な時期に行い、臨時総会は委員5名以上あるいは会員30名以上の請求のあつた時に開く。総会の成立は普通会員1/5以上の出席(委任状を含む)を要する。
4. 本会々員は名誉会員、普通会員、購読会員、及び賛助会員とする。会員となろうとする者は会費1ヶ年分をそえて本会事務所へ申込むものとする。
5. 地方あるいは特別の機関等に支部をおくことができる。
6. 委員長1名、委員若干名をおく。
7. 委員長は本会を代表し、各委員は編輯、庶務、会計等の事務を分担し、そのために若干名の幹事をおくことが出来る。幹事は委員長が委嘱する。
8. 本会には顧問若干名をおくことができる。
9. 委員は普通会员の互選によつて選出する。委員長は委員の互選による。委員長及び委員の任期は1年とし、再選をさまたげない。
10. 委員及び委員長の更迭期を3月末とする。途中補欠として加つたものの任期は前任者の残存期間とする。

附 則

1. 普通会员、購読会員の会費は1年 500 円とする。
2. 会費年1口(10000 円)以上をおさめたものを賛助会員とする。
3. 支部のないときは連絡幹事をおく。連絡幹事は委員長が委嘱する。
4. 本会則は総会(又は臨時総会)に於て出席会員の過半数の賛成により改訂又は附加することが出来る。

委 員 (1956 年 3 月選出)

委員長	本多 弘吉						
委 員	飯田 汲事(名古屋大)	早川 正巳(地質調)	萩原 尊礼(東大)	西村 英一(京大)			
	本多 弘吉(東北大)	和達 清夫(気象庁)	河角 広(東大)	笠原 慶一(東大)			
	高橋龍太郎(東大)	竹内 均(東大)	田治米鏡二(北大)	坪井 忠二(東大)			
	村内 必典(科博)	宇佐美龍夫(気象庁)	井上 宇胤(気象庁)	表 俊一郎(東大)			
	松沢 武雄(東大)	田 望(東大)	浅田 敏(東大)	安芸 敬一(東大)			
	佐藤 泰夫(東大)	佐久間修三(北大)	佐々 憲三(京大)	宮部 直己(地理調)			
	宮村 摂三(東大)	三木 晴男(京大)	島津 康男(名古屋大)	広野 卓蔵(気象庁)			
	末広 重二(地震観)	鈴木 次郎(東北大)					
庶務係幹事	浅田 敏・笠原 慶一・竹内 均・村内 必典・田 望・鈴木 次郎						
会計係幹事	宇佐美龍夫・宇津 徳治・井上 宇胤						
会 計 監 査	飯田 汲事・田治米鏡二・三木 晴男						
編集係幹事	竹内 均・安芸 敬一・佐藤 良輔						
地方連絡係幹事	三木 晴男・島津 康男・下鶴 大輔・鈴木 次郎						
編集委員会委員	飯田 汲事・萩原 尊礼・西村 英一・本多 弘吉・和達 清夫・河角 広						
	高橋龍太郎・坪井 忠二・井上 宇胤・松沢 武雄・佐々 憲三・宮部 直己						
顧 問	中村左衛門太郎・北沢 五郎						

地球物理学的興味のある 2, 3 の方程式の一般解

東京大学理学部地球物理学教室 竹 内 均

(昭和 31 年 12 月 20 日受理)

General Solutions of Equations of some Geophysical Importance.

Hitoshi TAKEUCHI

Geophysical Institute, Faculty of Science, Tokyo University.

(Received Dec, 20, 1956)

Summary

General solutions are obtained in rectangular, circular cylindrical and spherical coordinates of the equations of motion of homogeneous, isotropic elastic body (in section 2), the equations of statical deformations of homogeneous, isotropic elastic body (in section 3), the equations of motion of incompressible, viscous fluid (in section 4), the equations of stationary motion of incompressible, viscous fluid (in section 5), and the Maxwell's equations for homogeneous, isotropic conductor (in section 6).

§ 1

この論文の § 2 では、均質、等方弾性体の運動方式の直角、円筒、球座標系における一般解が求められている。以下座標系は前記 3 座標系にかぎつて、§ 3 では均質等方弾性体の静的変形に対する一般解が、§ 4 では均質、非圧縮の粘性流体の運動に対する一般解が、§ 5 ではこの粘性流体の運動が定常なときの一般解が、§ 6 では均質、等方な導体の Maxwell の方程式の一般解が求められている。§ 2 の結果は妹沢⁽¹⁾によつてすでにえられており、地震学の理論的な研究によく用いられている。ただ本論文における結果の導きだし方のほうが、妹沢の原論文におけるよりも、より統一的で、またより簡単だと思う。§ 3 の結果のうち円筒座標系に対するものは、すでに寺沢によつてえられており⁽²⁾、寺沢の解として著名である。その他の座標系、とくに球座標系に関するものは、あるいは新しい結果ではないかと思う。この節の結果は、地球物理学方面への応用もさることながら、工学方面にも広く応用されると思う。§ 4, § 5 の結果は、地球を粘性の大きい流体のように考えて問題を論ずるときなどに有用であろう。実さい Haskell⁽³⁾ は、氷河のさつた後のスカンジナビヤ半島の隆起を、この見地から論じている。そのさい彼は § 5 の円筒座標系に関する結果と一致する結果をえている。§ 6 の結果はすでに Stratton の教科書にでている。地球物理方面への応用としては、電波伝播の問題、地球内部での電磁誘導の問題などがあろう。この場合にも本論文における結果の導きだし方のほうが、Stratton のそれよりも、より統一的で、またより簡単だと思う。

この論文で論じた弾性論、粘性流体の力学、電磁気学は従来ほとんど独立に論じられてきた

ものである。ところで実さいは、以下にのべるように、これら 3 部門は数学的にはほとんど同等である。だからたとえば弾性論の研究で多少の訓練を受けたものなら、すぐにも電磁気学の研究に入れるはずである。こういうことを知っているだけでも、研究上また教育上多くの利益があろう。また最近のように、電磁流体力学とか、電磁弾性論といった数部門にまたがる学問の発達する時代では、本論文に論じたことなどは、必須の基礎知識といつてよからう。

§ 2.

均質・等方の弾性体の運動方程式は

$$\rho \frac{\partial^2 U}{\partial t^2} = (\lambda + \mu) \text{grad div } U + \mu \nabla^2 U \quad (2.1)$$

の形にあらわされる。 U は変位を示すベクトルで、その (x, y, z) 成分を

$$U = (u, v, w) \quad (2.2)$$

としよう。また $\nabla^2 U$ は

$$\nabla^2 U = \text{grad div } U - \text{rot rot } U \quad (2.3)$$

によつて定義されるベクトルである。 U を曲線座標 (ξ, η, ζ) であらわしたとき、 $\nabla^2 U$ の一成分、たとえば ξ 成分は、 U の ξ 成分に形式的に演算 $\nabla^2 = \text{div grad}$ を施したものとは、一般に違つている。 $\nabla^2 = \text{div grad}$ なる演算を施してよいのは、演算のあいてがスカラー量であるときにかぎられる。 $\nabla^2 U$ はあくまで (2.3) によつて定義すべきものである。ただ直角座標系 (x, y, z) においては、(2.3) を用いて計算すると、たとえば $\nabla^2 U$ の x 成分が

$$(\nabla^2 U)_x = \left(\frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2} + \frac{\partial^2}{\partial z^2} \right) U_x = \left(\frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2} + \frac{\partial^2}{\partial z^2} \right) u \quad (2.4)$$

となる。すなわち上に一般の曲線座標系ではなりたたないとのべたことが、直角座標系ではなりたつのである。この特性を用いるため、以下の議論でも、ゆけるところまで直角座標系を用いて議論することにする。

(2.1) の U に対して次の形を仮定する。

$$U = U_1 + U_2 + U_3 \quad (2.5)$$

$$U_1 = \text{grad } \phi \quad (2.6)$$

$$U_2 = \text{rot } A \quad (2.7)$$

$$U_3 = \text{rot } U_2 \quad (2.8)$$

ここに ϕ はあるスカラー函数を、 A はあるベクトル函数をしめしている。よく知られたベクトル公式によつて

$$\text{rot } U_1 = \text{div } U_2 = \text{div } U_3 = 0 \quad (2.9)$$

なることがわかる。

(2.6) を (2.1) に代入すれば, ϕ に対して

$$\rho \frac{\partial^2 \phi}{\partial t^2} = (\lambda + 2\mu) \nabla^2 \phi \quad (2.10)$$

なる方程式がえられる. (2.10) の右辺の ∇^2 は $\nabla^2 = \text{div grad}$ なる演算をあらわす. (2.9) を参照すると, U_2 に対する方程式は

$$\rho \frac{\partial^2 U_2}{\partial t^2} = \mu \nabla^2 U_2 \quad (2.11)$$

となる. U_2 が (2.11) をみたせば, (2.8) (2.9) により, U_3 もまた (2.1) の解となる. さて (2.7) の A としては, ふつう次の 2 つのものが用いられる. ただし ϕ をあるスカラー函数とする.

$$(A_x, A_y, A_z) = (0, 0, 1)\phi \quad (2.12)$$

$$(A_x, A_y, A_z) = (x, y, z)\phi \quad (2.13)$$

たとえば (2.13) を (2.7) に代入し, その結果を (2.11) に代入すれば

$$\begin{pmatrix} z \frac{\partial}{\partial y} - y \frac{\partial}{\partial z} \\ x \frac{\partial}{\partial z} - z \frac{\partial}{\partial x} \\ y \frac{\partial}{\partial x} - x \frac{\partial}{\partial y} \end{pmatrix} \left(\rho \frac{\partial^2 \phi}{\partial t^2} - \mu \nabla^2 \phi \right) = 0$$

をうる. これがなりたつためには,

$$\rho \frac{\partial^2 \phi}{\partial t^2} = \mu \nabla^2 \phi \quad (2.14)$$

であればよい. (2.12) の A から同様の結果がえられる. 要するに ϕ, ψ が (2.10) (2.14) をみたすときは, (2.6), (2.12) あるいは (2.13), (2.7) あるいは (2.8) が (2.1) の解となるのである.

U_1, U_2, U_3 などと異り, (2.10), (2.14) の ϕ, ψ はスカラー函数であり, 従つて (2.10) (2.14) はスカラー函数に関するふつうの波動方程式である. その直角座標系, 円筒座標系, 球座標系における解はすでに求められており, どの教科書にもでている. すなわち次の如くである.

◦ 直角座標系 (x, y, z)

$$\phi = e^{i p t + i l x + i m y + i n z}$$

ただし

$$l^2 + m^2 + n^2 = h^2 = \frac{\rho h^2}{\lambda + 2\mu} \quad (2.15)$$

◦ 円筒座標系 (r, θ, z)

$$\phi = e^{i p l + i m \theta + i n z} C_m(lr)$$

ただし

$$l^2 + n^2 = h^2 \quad (2.16)$$

$C_m(lr)$ は m 次の円筒函数を示している.

。球座標系 (r, θ, φ)

$$\phi = e^{i p l + i m \varphi} P_n^m(\theta) r^{-1/2} C_{n+1/2}(hr) \quad (2.17)$$

ここに $P_n^m(\theta)$ は Legendre の函数を, $C_{n+1/2}$ は円筒函数を示している.

以上は (2.14) の ϕ に対する解であるが, (2.14) の ψ に対する解も同じ形になる. ただこの場合には, 上式中の h^2 を $k^2 = (\rho p^2 / \mu)$ とおきかえなければならぬ.

上のように ϕ や ψ がきまつたとして, これを用いて, U_1, U_2, U_3 がどのようにあらわされるかを, 各座標系ごとにしらべてみよう.

。直角座標系

直角座標系における grad の表現を用いると U_1 は次のようになる.

$$U_1: \quad u_x = \frac{\partial \phi}{\partial x}, \quad u_y = \frac{\partial \phi}{\partial y}, \quad u_z = \frac{\partial \phi}{\partial z} \quad (1;18)$$

U_2, U_3 を導きだす A としては (2.14) をとろう. 直角座標系における rot の表現を用いて計算すると

$$U_2: \quad u_x = \frac{\partial \psi}{\partial y}, \quad u_y = -\frac{\partial \psi}{\partial x}, \quad u_z = 0 \quad (2.19)$$

$$U_3: \quad u_x = \frac{\partial^2 \psi}{\partial x \partial z}, \quad u_y = \frac{\partial^2 \psi}{\partial y \partial z}, \quad u_z = -\left(\frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2}\right)\psi \quad (2.20)$$

となる.

。円筒座標系

円筒座標系における grad の表現を用いると

$$U_1: \quad u_r = \frac{\partial \phi}{\partial r}, \quad u_\theta = \frac{\partial \phi}{r \partial \theta}, \quad u_z = \frac{\partial \phi}{\partial z} \quad (2.21)$$

となる. A としては (2.12) をとろう. A の円筒座標系における成分は

$$A_r = A_\theta = 0, \quad A_z = \psi \quad (2.22)$$

となる. これと円筒座標系における rot の表現式とを用いて計算すると

$$U_2: \quad u_r = \frac{\partial \psi}{r \partial \theta}, \quad u_\theta = -\frac{\partial \psi}{\partial r}, \quad u_z = 0 \quad (2.23)$$

$$U_3: \quad u_r = \frac{\partial^2 \psi}{\partial r \partial z}, \quad u_\theta = \frac{1}{r} \frac{\partial^2 \psi}{\partial \theta \partial z}, \quad u_z = -\left(\frac{\partial^2}{\partial r^2} + \frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial r} + \frac{1}{r^2} \frac{\partial^2}{\partial \theta^2}\right)\psi \quad (2.24)$$

となる.

。球座標系

球座標系における grad の表現を用いると

$$U_1: \quad u_r = \frac{\partial \phi}{\partial r}, \quad u_\theta = \frac{\partial \phi}{r \partial \theta}, \quad u_\varphi = \frac{\partial \phi}{r \sin \theta \partial \varphi} \quad (2.25)$$

となる。A としては (2.13) を用いる。A の球座標系における成分は

$$A_r = r\psi, \quad A_\theta = A_\varphi = 0 \quad (2.26)$$

である。これと球座標系における rot の表現を用いると

$$U_2: \quad u_r = 0, \quad u_\theta = \frac{1}{\sin \theta} \frac{\partial \psi}{\partial \varphi}, \quad u_\varphi = -\frac{\partial \psi}{\partial \theta} \quad (2.27)$$

$$U_3: \quad u_r = -\frac{1}{r \sin \theta} \left[\frac{\partial}{\partial \theta} \left(\sin \theta \frac{\partial \psi}{\partial \theta} \right) + \frac{1}{\sin \theta} \frac{\partial^2 \psi}{\partial \varphi^2} \right],$$

$$u_\theta = \frac{\partial^2(r\psi)}{r \partial r \partial \theta}, \quad u_\varphi = \frac{\partial^2(r\psi)}{r \sin \theta \partial r \partial \varphi} \quad (2.28)$$

となる。(2.15), (2.16), (2.17) の ϕ, ψ を、それに対応した (2.18)–(2.28) に代入した結果は、妹沢⁽¹⁾の結果と一致している。

§ 3.

均質・等方弾性体の静的変形に対する方程式の一般解を求めるには、前節の諸結果において $(\partial/\partial t) \sim p=0$ とおけばよい。たとえば (2.18)–(2.28) の U_1, U_2 に対する表現をそのままとし、これらの式中の ϕ, ψ を

。直角座標系

$$\phi = \psi = e^{ilx + imy + nz}, \quad l^2 + m^2 = n^2 \quad (3.1)$$

。円筒座標系

$$\phi = \psi = e^{im\theta + lz} C_m(lr) \quad (3.2)$$

。球座標系

$$\phi = \psi = r^n (\text{または } r^{-(n+1)}) e^{im\varphi} P_n^m(\theta) \quad (3.3)$$

とすれば、静的変形に対する U_1, U_2 が求められる。(3.1)–(3.3) は (2.15)–(2.17) 中の ϕ, ψ において $p=0$ とおいてえられるもので、各座標系における Laplace の方程式の解である。(3.3) の r に関する部分である r^n または $r^{-(n+1)}$ は (2.17) の r 部分である

$$j_n(\rho) = \sqrt{\frac{\pi}{2\rho}} J_{n+(1/2)}(\rho)$$

$$\text{または} \quad n_n(\rho) = \sqrt{\frac{\pi}{2\rho}} N_{n+(1/2)}(\rho) = (-1)^{n+1} j_{-n-1}(\rho),$$

$$\rho = hr \quad \text{または} \quad kr \quad (3.4)$$

の ρ が小さいときの展開式

$$j_n(\rho) \sim r^n \left[1 - \frac{\rho^2}{2(2n+3)} + \dots \right] \quad (3.5)$$

$$n_n(\rho) \sim r^{-(n+1)} \left[1 + \frac{\rho^2}{2(2n-1)} - \dots \right] \quad (3.6)$$

を第 1 項でうちきつてえられたものである。

静的変形するときには、解 U_3 が U_1 と独立でなくなる。このことを明らかにし、かつこの場合の新しい独立解を求めることを円筒座標系について行ってみよう。(2.16) を参照し、(2.21), (2.24) 中の ϕ , ψ として

$$\phi = e^{i p l + i m \theta + i n z} C_m(l r),$$

$$\psi = e^{i p l + i m \theta + i n' z} C_m(l r),$$

$$l^2 + n^2 = h^2 = \frac{\rho p^2}{\lambda + 2\mu}, \quad l^2 + n'^2 = k^2 = \frac{\rho p^2}{\mu} \quad (3.7)$$

をとる。(3.7) を (2.21), (2.24) に代入してえられる U_1 , U_3 に対して

$$U_3' \equiv U_1 - \frac{U_3}{i n} \quad (3.8)$$

を計算してみる。実さい計算してみればわかるが、最初から $p=0$ とおくと $U_3' \equiv 0$ となる。これは静的変形するときには U_1 と U_3 が独立でなくなることを示している。このときの新しい独立解が、 U_3' を p^2 の巾級数に展開したときの、 p^2 の一次項によつて与えられることは明らかであろう。(3.7) から

$$n'^2 = n^2 + (k^2 - h^2) \quad (3.9)$$

をうるが、 $p \rightarrow 0$ に注目してと置く、

$$n' = n + \delta, \quad \delta = \frac{k^2}{2n} \left(1 - \frac{h^2}{k^2} \right) \quad (3.10)$$

とおく。 U_3' を $\delta \sim p^2$ の一次の項のところまで計算すると

$$U_3'; \quad u_r = \frac{dC_m(l r)}{dr} e^{i m \theta + i n z} (1 - e^{i \delta z}) = - \frac{dC_m(l r)}{dr} e^{i m \theta + i n z} i \delta z, \\ u_\theta = - \frac{1}{r} C_m(l r) \frac{d}{d\theta} (e^{i m \theta} e^{i n z} i \delta z) \quad (3.11)$$

となる。 u_z については特別の注意が必要である。まず U_3 の u_z は (2.14) を参照して

$$U_3: \quad u_z = \left(\frac{\partial^2}{\partial z^2} + k^2 \right) \phi \quad (3.12)$$

となる。この k^2 は (3.10) により

$$k^2 = \frac{2n\delta}{\{1-(h^2/k^2)\}} = \frac{2n(\lambda+2\mu)}{\lambda+\mu} \delta \quad (3.13)$$

となり, δ と同位の無限小である. このことに注意して U_3' の u_z を計算すると

$$U_3': \quad u_z = C_m(lr) e^{im\theta + inz} i\delta \left[-1 - inz + \frac{2}{\{1-(h^2/k^2)\}} \right] \quad (3.14)$$

となる. U_3' から共通因数 $i\delta$ を除き, $l^2 + n^2 = 0$ を用いると

$$\begin{aligned} U_3': \quad u_r &= -\frac{dC_m(lr)}{dr} e^{im\theta + lz} z, \\ u_\theta &= -\frac{1}{r} \frac{dC_m(lr)}{dr} \frac{d}{d\theta} (e^{im\theta}) e^{lz} z, \\ u_z &= C_m(lr) e^{im\theta + lz} \left[-1 - lz + \frac{2}{\{1-(h^2/k^2)\}} \right] \end{aligned} \quad (3.15)$$

と書きなおされる. (2.21), (2.23), (3.2), (3.15) は, かつて寺沢によつて求められた結果⁽²⁾ と一致している.

上と全く同様にして, 直角座標系に対する新しい対立解 U_3' が

$$\begin{aligned} U_3': \quad u_x &= -\frac{\partial}{\partial x} (e^{ilx + imy + nz}) z, \quad u_z = -\frac{\partial}{\partial y} (e^{ilx + imy + nz}) z, \\ u_z &= e^{ilx + imy + nz} \left[-1 - nz + \frac{2}{\{1-(h^2/k^2)\}} \right], \quad l^2 + m^2 = n^2 \end{aligned} \quad (3.16)$$

となる.

球座標系についても同様の結果がえられる. まず (3.3) の ϕ, ψ の r 部分 r^m または $r^{-(n+1)}$ のかわりに (3.5) または (3.6) を用い, かつ (2.25), (2.28) によつて U_1 及び U_3 を計算する. さらに

$$U_3' \equiv U_1 - \frac{U_3}{n+1} \quad (3.17)$$

によつて U_3' をつくり, その $h^2, k^2 \sim p^2 \rightarrow 0$ の 1 次の項のところまで計算すると, たとえば

$$\begin{aligned} U_3': \quad u_\theta &= \frac{\partial}{r \partial \theta} [e^{im\varphi} P_n^m(\theta)] \left\{ r^n \left[1 - \frac{h^2 r^2}{2(2n+3)} \right] - \frac{1}{n+1} \frac{d}{dr} \left[r^{n+1} - \frac{k^2 r^{n+3}}{2(2n+3)} \right] \right\} \\ &= \frac{\partial}{r \partial \theta} [e^{im\varphi} P_n^m(\theta)] \frac{k^2 r^{n+2}}{2(2n+3)} \left(-\frac{h^2}{k^2} + \frac{n+3}{n+1} \right) \end{aligned} \quad (3.18)$$

となる. 同様にして

$$U_3': \quad u_\varphi = \frac{\partial}{r \sin \theta \partial \varphi} [e^{im\varphi} P_n^m(\theta)] \frac{k^2 r^{n+2}}{2(2n+3)} \left[-\frac{h^2}{k^2} + \frac{n+3}{n+1} \right] \quad (3.19)$$

となる. u_r の計算には多少の注意を要する. まず U_3 の r 成分が (2.14) によつて

$$U_3: \quad u_r = \frac{\partial^2(r\psi)}{\partial r^2} + k^2 r \psi \quad (3.20)$$

となる。これによつて U_3' の u_r を計算すると

$$\begin{aligned} U_3': \quad u_r &= e^{im\varphi} P_n^m(\theta) \left\{ \frac{d}{dr} \left[r^n - \frac{h^2 r^{n+2}}{2(2n+3)} \right] \right. \\ &\quad \left. - \frac{1}{n+1} \frac{d^2}{dr^2} \left[r^{n+1} - \frac{k^2 r^{n+3}}{2(2n+3)} \right] - \frac{k^2 r^{n+1}}{n+1} \right\} \\ &= e^{im\varphi} P_n^m(\theta) \frac{k^2 r^{n+1}}{2(2n+3)} \left[-\frac{h^2}{k^2} (n+2) + \frac{(n+3)(n+2)}{n+1} - \frac{2(2n+3)}{n+1} \right] \end{aligned} \quad (3.21)$$

となる。(3.21), (3.18), (3.19) において, いきなり $k^2=0$ とおけば $U_3' \equiv 0$ となるが, これは U_1 と U_3 が独立でないことを示すものである。このときの新しい独立解が, U_3' 中の k^2 の 1 次の項によつて与えられることは明かであろう。なお上の U_3' は (3.5) から出発してえられたものであるが, (3.6) から出発してもう 1 つの U_3' がえられる。その U_3' は, 上の U_3' の表現中の $e^{im\varphi} P_n^m(\theta)$ を除いた部分にある n を $-(n+1)$ と書きかえることによつてえられる。

§ 4.

非圧縮

$$\operatorname{div} U = 0 \quad (4.1)$$

の粘性流体のおそい運動に対する方程式は

$$\frac{\partial U}{\partial t} = -\operatorname{grad} \left(q + \frac{p}{\rho} \right) + \frac{\mu}{\rho} \nabla^2 U \quad (4.2)$$

と書かれる。 U は流体の速度ベクトルを, p は圧力, ρ は密度, μ は粘性係数を示している。外力 F が

$$F = -\operatorname{grad} q \quad (4.3)$$

によつて, ポテンシャル q から導かれるものと仮定している。(4.2) の div をとり, (4.1) を参照すると

$$\nabla^2 \left(q + \frac{p}{\rho} \right) = 0 \quad (4.4)$$

なる結果がえられる。

(4.2) の U を

$$U = U_1 + U_2 + U_3 \quad (4.5)$$

$$U_1 = - \int \operatorname{grad} \left(q + \frac{p}{\rho} \right) dt \quad (4.6)$$

とおく。(4.4) を利用すれば

$$\operatorname{div} U_1 = 0 \quad (4.7)$$

で, (4.1) がみたされている. (4.5) を (4.2) に代入し, (4.6), (4.7) を参照すれば, U_2 及び U_3 が

$$\frac{\partial U}{\partial t} = \frac{\mu}{\rho} \nabla^2 U, \quad \operatorname{div} U = 0 \quad (4.8)$$

をみたすことがわかる.

(4.4) の解は, (3.1)—(3.3) の ϕ , ψ と同形である. $q + (p/\rho)$ が求まった上で, (4.6) に従つて U_1 を計算するには, (2.18), (2.21), (2.25) の方式にならばよい. (4.8) は (2.11) と同形である. 従つて U_2 , U_3 を求めるには, (2.18)—(2.28) の U_2 , U_3 の計算方式にならばよい. ただし今度の ψ は, (2.14) と異り

$$\frac{\partial \psi}{\partial t} = \frac{\mu}{\rho} \nabla^2 \psi \quad (4.9)$$

をみたしている. $\psi \propto e^{-\alpha t}$ を仮定すると, ψ の空間座標に関する部分が

$$(\nabla^2 + k^2)\psi = 0, \quad k^2 = \frac{\rho\alpha}{\mu} \quad (4.10)$$

をみたすことがわかる. 従つて ψ の空間座標に関する部分は (2.15)—(2.17) と同じになる. もちろんこのときの k^2 は $k^2 = (\rho\alpha/\mu)$ である.

§ 5.

前節の運動が定常で $(\partial/\partial t) \sim \alpha = 0$ のときには, § 3 にのべたのと同様のことがおこる. まず U_1 , U_2 が (3.1)—(3.3) の前後におけると同様にして求められる. 有限の大きさの U_1 を考えれば, (4.6) によつて, これに対応する $q + (p/\rho)$ が

$$q + \frac{p}{\rho} \sim \alpha = 0 \quad (5.1)$$

となる.

§ 3 におけると同様に, この場合にも U_1 と U_3 が独立解でなくなる. このときの新しい独立解 U_3' を求めるには, 次の如くすればよい. (4.6), (4.4) を (2.6), (2.10), (2.15)—(2.17) とひきくらべると, この場合の

$$h^2 = 0 \quad (5.2)$$

となることがわかる. k^2 は先にのべたように $k^2 = (\rho\alpha/\mu) \rightarrow 0$ である. かくてこの場合の U_3' が, (3.15), (3.16), (3.18), (3.19), (3.21) において $h^2 = 0$ とおくことによつてえられることがわかる. 今節の結果のうち円筒座標系に関するものは, かつて Haskell によつて求められたもの⁽³⁾と一致している.

§ 6.

均質、等方な導体に対する電磁場の Maxwell の方式は次のようになる。

$$\operatorname{div} E=0 \quad (6.1)$$

$$\operatorname{div} H=0 \quad (6.2)$$

$$\operatorname{rot} E=-\frac{\mu}{c} \frac{\partial H}{\partial t} \quad (6.3)$$

$$\operatorname{rot} H=\left(\frac{4\pi\sigma}{c}+\frac{\varepsilon}{c} \frac{\partial}{\partial t}\right) E \quad (6.4)$$

c は光速度, σ は電気伝導度, ε は電媒常数, μ は磁媒常数を示し, σ, ε, E は $e. s. u.$ で μ, H は $e. m. u.$ であらわしてある. E だけの式をつくるために, (6.3) の rot をとり, (2.3), (6.4), (6.1) を利用すれば

$$\begin{aligned} \frac{\mu}{c^2} \frac{\partial}{\partial t} \left(4\pi\sigma + \varepsilon \frac{\partial}{\partial t} \right) E &= \nabla^2 E, \\ \operatorname{div} E &= 0 \end{aligned} \quad (6.5)$$

をうる. 全く同様にして

$$\begin{aligned} \frac{\mu}{c^2} \frac{\partial}{\partial t} \left(4\pi\sigma + \varepsilon \frac{\partial}{\partial t} \right) H &= \nabla^2 H, \\ \operatorname{div} H &= 0 \end{aligned} \quad (6.6)$$

をうる.

(6.5) は (2.9), (2.11) と同形である. 従つてそのとき行つたことにならつて

$$E=E_1+E_2 \quad (6.7)$$

$$E_1=\operatorname{rot} A \quad (6.8)$$

$$E_2=\operatorname{rot} E_1 \quad (6.9)$$

$$(A_x, A_y, A_z)=(x, y, z)\psi \quad (6.10)$$

または

$$(A_x, A_y, A_z)=(0, 0, 1)\psi \quad (6.11)$$

とおき, これを (6.5) に代入すると

$$\frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\partial}{\partial t} + \frac{4\pi\sigma}{\varepsilon} \right) \psi = -\frac{c^2}{\mu\varepsilon} \nabla^2 \psi \quad (6.12)$$

をうる.

$$\psi \propto e^{ipt} \quad (6.13)$$

と仮定すると, (6.12) は

$$(\nabla^2 + k^2)\psi = 0, \quad k^2 = \frac{\varepsilon\mu}{c^2} \left(p^2 - \frac{4\pi\sigma p}{\varepsilon} i \right) \quad (6.14)$$

となるが、この解はすでに (2.15)–(2.17) に求められている。もちろんこの場合には、 h^2 のかわりに $k^2 = (\epsilon\mu/c^2)\{p^2 - (4\pi\sigma p/\epsilon)i\}$ を用いなければならぬ。ともかくこのことを考慮して (2.15)–(2.17) の形の ϕ を (2.18)–(2.28) の U_2 , U_3 の式に代入すれば、 U_2 に対応して E_1 が、 U_3 に対応して E_2 が求まるのである。

このようにして E が求まれば、それに対応する H は (6.3) から求められる。 E_1 , E_2 に対応する H をそれぞれ H_1 , H_2 とすれば、(6.9), (6.5), (2.3) を参照して

$$\begin{aligned} H_1 &= \frac{ic}{\mu p} \operatorname{rot} E_1 = \frac{ic}{\mu p} E_2, \\ H_2 &= \frac{ic}{\mu p} \operatorname{rot} E_2 = \frac{ick^2}{\mu p} E_1 \end{aligned} \quad (6.15)$$

となる。この節の結果は Stratton の教科書にでているものと一致している⁽⁴⁾。

参 考 文 献

- (1) 妹沢克惟, 地震研究所彙報, **2** (1927), 13–20
- (2) 寺沢寛一, Journ. Coll. Sci. Imp. Univ. Tokyo, **37**, Art. 7 (1916).
- (3) J. A. Stratton, Electromagnetic Theory, Mc Graw-Hill Book Company, Inc, New York, 1941.

なお (2), (3) の論文の解説が、次の書物にでている。

I. N. Sneddon, Fourier Transforms, Mc. Graw-Hill Book Company, Inc, New York, 1951.

先驅波による地殻構造の研究

京都大学地球物理学教室 岸本兆方・神月 彰

(昭和 32 年 3 月 15 日受理)

On the Crustal Structure as deduced from Forerunner Analysis

Yoshimichi KISHIMOTO and Akira KAMITSUKI

Geophysical Institute, Kyoto University.

(Received March 15, 1957)

The structure of the earth's crust was determined by an analysis of the refracted seismic waves forerunning the direct ones of the shallow earthquakes. On the other hand, by allowing for the study of the transformed waves in deep earthquakes, the crustal structure was determined around Kyoto as follows: namely, it is composed of three distinct layers whose thickness and propagation velocities of P-and S-waves are respectively, listing from the earth's surface to the deeper layer, 6km and 5.4, 3.1km/sec for the granitic layer; 14km and 5.8, 3.4km/sec for the granodioritic layer; 10km and 7.0, 4.0 km/sec for the basaltic layer. As to the mantle surface underlying the basaltic layer, the velocities of P-and S-waves were estimated as 8.1km/sec and 4.7km/sec respectively.

Also in this article the regional differences in the crustal structure were discussed in some details, and moreover, the correlation between the regional differences of the crustal structure and the focal depths of shallow earthquakes in their respective area was mentioned.

§ 1. 序 論

地殻構造の研究は、自然地震及び人工爆破を用いて、多数の研究がなされて来た。最近では、特に人工爆破を用いる研究が世界各地で行われ、日本においても、爆破地震動研究グループによる爆破実験が、関東以北の地域において行われつつある¹⁾。人工爆破による解析は、もちろんいろいろな利点を持つものであるが、筆者等は、特に次に述べる様な考え方に従つて、自然地震の解析を行つた。そして、特に西日本における地殻構造を求めた。その結果を、次に簡単に述べたいと思う²⁾。

これまでの研究のほとんど大部分は、自然地震か人工爆破かを問わず、P波及びS波の初動の走時曲線の解析によるものであつて、いわゆる critical distance の決定と、apparent velocity の測定とから、地殻構造（地震波速度と層の厚さ）を求めている。この方法は、たしかに、簡単でかつ有力なものであるが、その際次の様な条件が満たされていなければ、正確な結果を期待する事はできない。すなわち、問題とする地域内で、地下構造が一様乃至は単調に変

化している事、震央の位置と震源の深さが精確に決定される事、時刻測定の精度が高い事、観測点が同一方向に多数存在する事、観測点の地下構造の局所性や、器械的な誤差などの種々の誤差が小さい事などである。これらの条件は、実際の場合においては、決して満されていないものであるから、特に自然地震を用いる場合には、上記の初動の走時曲線の解析だけでなく、他の種々の方法例えば反射波や変成波（Wechselwelle）の解析などを、考え合わせる必要がある。

この研究では、その一つの方法として、自然地震の臨界屈折波と直接波とを、共に考慮して解析する方法を以下に述べようと思う。後に明らかになる事であるが、この方法は、震源の深さと、臨界屈折波と直接波の現われ方、との関係を利用して、地殻の浅部から深部へと、順々にその構造を明らかにしようとするものである。

§ 2. 先駆波とその解析

観測方法としては、1つの地震を多数の観測所で観測する代りに、1ヶ所（京都大学上賀茂観測所）で記録された、種々の地域の、種々の震央距離に起つた地震の記象を用いた。第1図に、用いた地震の震央と、上賀茂観測所の位置を示してある。

さて、水平な層状構造の場合には、上層内に起つた地震の波は、ある震央距離（いわゆる critical distance）より遠い観測点においては、直接波より臨界屈折波の方が先に到達すること、は、周知の事である。上賀茂観測所の近地地震の記録には、P波の初動部分が、ごく微弱な波を以て始まり、やや遅れて立上りのはつきりした。かなり振幅の大きな入射波が現われてい

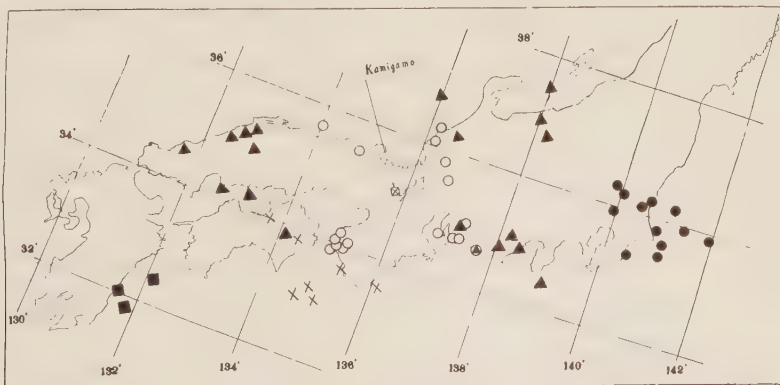


Fig. 1 Positions of the epicenters of earthquakes used in the present investigation and the Kamigamo Geophysical Observatory.

る記録が多く見られる。前者が臨界屈折波であり、後者が直接波である事は、両者の間の継続時間が距離とともに増大する事、前者の振幅は、水平動上下動ともに後者よりずっと小さい事などから明らかである。そこで、これら2つの入射波—臨界屈折波と直接波との間の継続時間

の解析によつて、地殻構造を求めよう。以下簡単のために、直接波に先行する臨界屈折波を先駆波と呼ぶことにする。

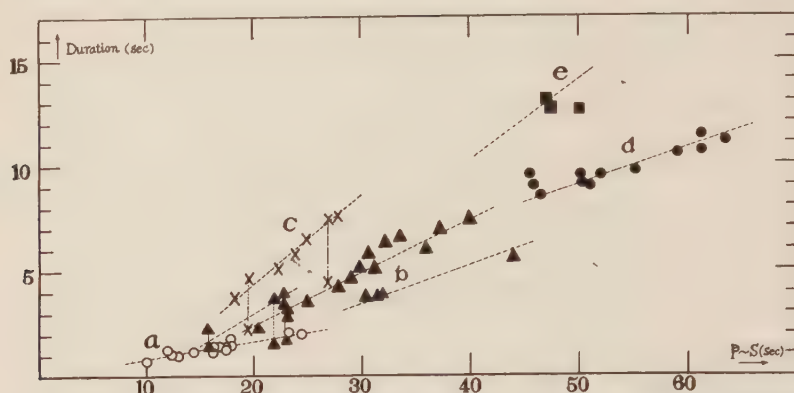


Fig. 2 Relation between the duration of forerunners and the P~S time for each group.

第2図は、横軸に P~S 時間を取り、縦軸に先駆波と直接波との間の継続時間をとつて、両者の関係を現わしたものである。この図から、継続時間は、その地震の震央の地図上の位置と震央距離とによつて、a~e の5群に分けられることが判る。即ち、第1図と第2図とを対照して、a 群は京都を中心として半径約 200 km の地域内に起つた地震、b 群は東海道・北陸・中国地方、c 群は四国南西部から紀伊水道にかけての地域、d 群は関東・鹿島洋地域、e 群は日向洋に、夫々起つた地震ということになる。

先ず、継続時間の最も短い a 群の地震は、他の群に比べてかなり小さい地震が多数を占め、震央附近における P 波、S 波及び P~S 時間の観測から、非常に浅い所に起つた地震である事が確められる。従つて、これらの地震は、地下の第1層内で起つたもので、a 群の先駆波は、第2層内を伝わつた屈折波であると考えられる。そこで先ず、第1層内の地震波速度を決定しなければならない。そのために、a 群の地震の、先駆波が到達するまでの範囲（震央距離約 80km まで）の走時曲線から、最小自乗法によつて、第1層内の地震波速度として、

$$V_P = 5.4 \pm 0.08 \text{ km/sec}$$

$$V_S = 3.1 \pm 0.12 \text{ km/sec}$$

が得られた。これらの値を用い、a 群の継続時間から第2層内の地震波速度を求める事ができる。それには、第2図の、継続時間—P~S 図を、普通の走時曲線に直して、先駆波の部分の apparent velocity を求めればよい。この様にして、第2層内の地震波速度として、

$$V_P = 5.8 \text{ km/sec}$$

$$V_S = 3.4 \text{ km/sec}$$

が得られた。

これらの地震波速度から考えると、第1層はいわゆる **granitic layer** に相当するもので、**Heligoland** 爆破の際に得られたヨーロッパの値³⁾にかなりよく一致するが、最近北アメリカで得られている人工爆破による結果⁴⁾とは異なっている。第2層内の地震波速度はやや大きくいわば、**granodiorite** のそれに近い。以下便宜上、第1層を **granitic layer**、第2層を **granodioritic layer** と呼び、両者の境界面を、**g—g** 不連続面と呼ぶことにする。

ここで、**granitic layer** の厚さが問題であるが、これは、震源の深さ(**granitic layer** 内における)が決らない限り求まらない。この深さを求める事は、現在の段階においては不可能であるので、仮に、震源が **granitic layer** の中心にあると考えて計算して見ると、6km という値が得られる。

次に **b** 群は、**a** 群に比べてかなり長い継続時間を持つ。更にくわしく調べれば、**b** 群は、2種類の地震から成立っていることが判る、すなわち、1つは唯一の先駆波を持つものであり他は2つの先駆波を持つものである。この後者の2つの先駆波の中、2番目のものは、丁度 **a** 群に一致している(第2図)。更に又、**b** 群は、**a** 群に比べてずっと大きい震央距離(約 150km)から現われ始める。これらの事実を考慮する時、**b** 群を都合よく説明するためには、**granodioritic layer** の下に、**P** 波の速度 7km/sec の層がなければならないということになる。すなわち、上記の2つの先駆波を持つ地震は、**granitic layer** の中に起り、**g—g** 不連続面における屈折波と、更に、**granodioritic layer** と今求めた第3層との間の不連続面(後に述べる理由により、これを **g—b** 不連続面と呼ぶ)における屈折波を生じたとするのであり、唯一の先駆波を持つ地震は、**granodioritic layer** に起り、**g—b** 不連続面における屈折波を生じたと考えるのである。事実、**b** 群の地震の走時曲線を作つて見ると、上述の構造の示す様なものになるが、走時曲線だけからでは、その **critical distance** の決定がかなり困難であることも判る。

上に求められた第3層は、その地震波速度から考えれば、いわゆる **basaltic layer** に相当するものであろう。

更に又、**granodioritic layer** の厚さについては、**a** 群においてなしたと同じ仮定をおくとすれば、14km という値が得られる。

§ 3. 地殻構造の局所性

次に **c** 群は、第2図に見られる様に、**b** 群と全く異なつた継続時間—**P**~**S** 関係を有し、又これに属する地震は、四国南西部から南海海域方面に起つたものに限られる。**granitic** 及び **granodioritic layer** は、この地域においても、他の地域と同様に存在するらしい事は **a** 群の解析によつて示された通りであるから、**c** 群の先駆波が生ずるための、不合理でない構造は、**b**

群の場合と同様にして求めることができる。その結果によると、c 群の先駆波は、granodioritic layer の中にある震源から発し、P 波の速度 8.1km/sec の層を伝わった屈折波であると考えねばならぬ事になる。この際、basaltic layer の厚さは、7km となる。

この P 波の速度 8.1km/sec という値は、最近世界各地で最も多く求められている中間層表面の P 波の速度と、非常によい一致を示しているし、後に述べる福井地震の解析からも、同じ結果が得られるから、この値は、日本における中間層表面の値と考えて差支えあるまい。すなわち、basaltic layer の下部は、Mohorovičić 不連続面によつて、中間層と境されているわけである。

ここで当然起る問題は、b 群の地震において、何故に c 群に相当する先駆波 (Mohorovičić 不連続面における屈折波) が観測されないか、という事である。b 群、c 群に属する地震の大きさは同程度のものであるから、その理由は、basaltic layer の厚さにあると考えざるを得ない、すなわち、b 群の地震の震央地域は、c 群のそれに比べて、basaltic layer の厚さがかなり厚く、Mohorovičić 不連続面における屈折波は、先駆波となり得なかつたと考えるのである。そうすれば、現在取扱つてゐるよりもずっと大きい震央距離においては、b 群の地域においても、Mohorovičić 不連続面による屈折波が先駆波として観測されねばならない。この問題の確かめを、福井地震を用いて行つて見た。福井地震の数ヶ所の測候所における記象を、気象庁の御好意によつて複写できたので、筆者等が、初動のみならず later phase をも読取つた値を、気象庁によつて発表された値と共に記したのが、第 3 図である。この図によると、震央距離約 300km までは、観測値がかなりのばらつきを示すが、約 300km 以上になると、3 本の分枝がはつきり分離して観測される事が見られる。これら 3 本の分枝の apparent velo-

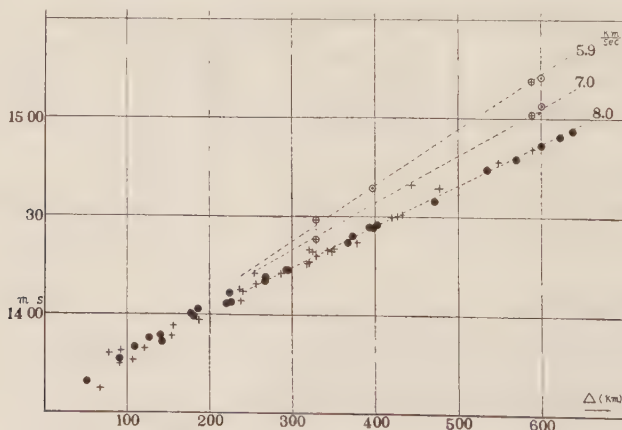


Fig. 3 Time-distance curve for the P-waves of the Fukui Earthquake on June 28, 1948.

city はそれぞれ、5.9km/sec, 7.0km/sec, 8.0km/sec となり、この研究で求めた、granodioritic, basaltic layer 及び中間層表面の地震波 (P) 速度と完全に一致する。そして、福井地震の震源は、granodioritic layer の中にあることになるが、その場合にも、震央距離約 300km 以上になると、Mohorovičić 不連続面における先駆波がはつきり分離されることを示しており、上述の b 群の地域の構造に関する予想が、確かめられたわけである。

以上の如く、b 群の地域と c 群の地域とは、地殻 (特に basaltic layer) の厚さが、かなり違っていることが明らかとなつたが、しかし、それは、各地域と京都との間に水平構造を仮定しての話であつて、各地域における各層の厚さの絶対値は、この研究の範囲では知ることは出来ない。しかし、もし各地域と京都との間に、単調な傾斜構造を仮定するとすれば、京都における地下構造を知れば、それに関連した各地域の構造を求めることができるわけである。京都の地下構造を求めるためには、上に述べた様に、反射波や変成波の研究などを行わねばならない。この種の研究は、現在、くわしく行われつつあるが⁵⁾ 筆者等は一つの試みとして、奈良県に起つた 2 つの稍深発地震 (震源の深さはともに約 70km) の、上賀茂における記録を解析して見た⁶⁾。これらの稍深発地震は、地殻の各不連続面において、種々の変成波 (P→S, 或は S→P) を生ずるはずで、事実上記 2 つの稍深発地震の P~S 間にも、数個の明瞭な入射位相が見られる。それらを解析すれば、地殻の各層の厚さが求められる。

a 群から c 群までの解析によつて知られたように、granitic 及び granodioritic layer の厚さは、京都を中心としてかなりの範囲でほぼ変りないと思われ、basaltic layer の厚さのみは、各地域によつてかなり変化することが判つたから、京都の地下構造を次の如く仮定する、granitic 及び granodioritic layer の厚さをそれぞれ、6km 及び 14km とし、basaltic layer の厚さを、上に述べた入射位相に最もよく合うように定める。この様にすると、京都の地下における basaltic layer の厚さは、約 10km とすれば最も都合がよいという結果になる。

この結果を用い、更に福井地震による結果をも考慮して、各地域の地殻の厚さを求めたものが、第 4 図に模式的に示してある。この図において特に注目される事は、c 群の地域 (四国南西部から紀伊水道) の地殻の厚さは、他の地域に比べてかなり薄い事、中部山岳地帯においては、他の地域より厚い事などであつて、これらの結果は、坪井博士による重力値異常⁷⁾ から予想される結果と、大体において一致している。

§ 4. 地殻構造と地震の起る深さ

この研究で取扱つた c 群の地域 (四国南西部から南海海域) と、d 群の地域 (関東東部から鹿島洋) とは、日本においても、最も頻繁に地震の発生する地域である。これらの地域の地殻

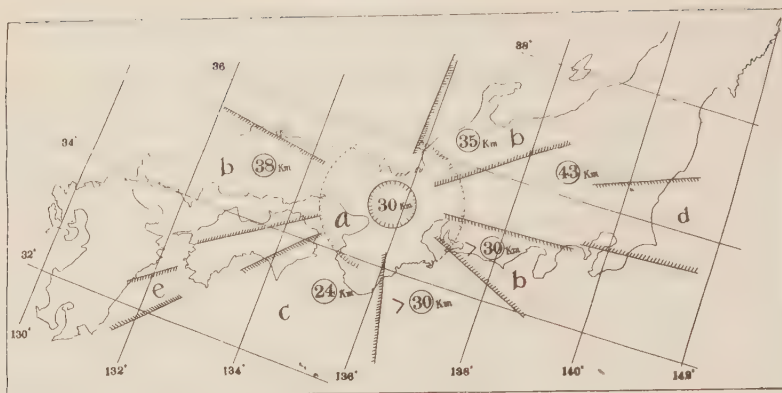


Fig. 4 Schematic representation of the crustal thickness in the various districts.

構造と、地震の起り方との関係を調べるのは興味のある事である。

c 群の地域は、地殻の厚さが非常に薄いことがわかったが、d 群の地域はどうであろうか？ この地域については、くわしい事はわからないが、第2図に示した d 群の先駆波を現わす地震は、50km の深さまでのものであつて、それより深い地震には、先駆波は現われない（この震源の深さは、気象庁の発表によるものである）。従つて、この 50km と云う深さは、d 群の地

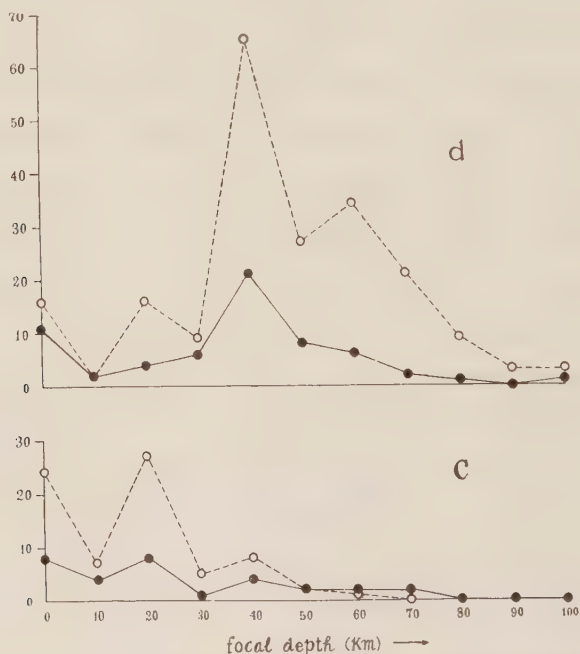


Fig. 5 Relation between frequency of earthquake occurrence and their focal depths in the c-and d-districts.

Dots and circles denote the earthquakes during the last ten years sensible by human feeling at $\Delta > 200\text{km}$ and at $200\text{km} > \Delta > 100\text{km}$.

域の Mohorovičić 不連続面の深さを表わすと考えて差支えないであろう。

第 5 図は、c, d 両地域に、1943 年～1953 年に起つた地震の、深さ別及び規模別の頻度を表わしたものである。この図から、両地域の地殻の厚さと、最も多く地震が発生する深さとは、密接な関係がある事がわかる。すなわち、最も多く地震が発生するのは、その地域の地殻の底部 (Mohorovičić 不連続面の附近) であるという事ができる様に思われる。

§ 5. 結 論

以上述べた事により、次の結論が得られる。

- (i) 近地地震に現われる先駆波 (直接波に先行する臨界屈折波) と、直接波との間の継続時間の解析により、地殻構造 (層の厚さと地震波速度) とを求めることができる。この方法によれば、初動のみを問題とする場合の、critical distance 決定の困難や、径路の異なつた波の混同などをまぬがれることができる。得られた結果は、次のようになる、但し各層の厚さは京都附近における値である。

	P 波の速度	S 波の速度	厚 さ
granitic layer	5.4km/sec	3.1km/sec	6km
granodioritic layer	5.8	3.4	14
basaltic layer	7.0	(4.0)	10
中 間 層 表 面	8.1	(4.7)	—

ただし、() 内の値は、ポアッソン比 $1/4$ として、P 波の速度から算出した。

- (ii) 地殻の厚さは、地域によつてかなりの差がある。そして、その差は、主として第 3 層、すなわち basaltic layer の厚さの差によるようである。
- (iii) 各地域の地殻の厚さと、その地域に起る地震の深さの間には、密接な関係があるように思われる。
- 終りに、この研究に対して、終始懇切な御指導を賜つた西村英一教授に感謝の意を表すると共に、福井地震の記象の復写を快諾された気象庁の方々にお礼を申上げる。

参 考 文 献

- 1) 爆破地震動研究グループ、地震、第 2 輯、第 6 巻第 1 号 (昭和 28 年)、5—12; 同、第 6 巻第 2 号 (昭和 28 年)、16—22; 同、第 6 巻第 3 号 (昭和 28 年)、6—13; 同、第 7 巻第 4 号 (昭和 30 年)、209—215。
- 2) 詳しくは、Y. Kishimoto, Seismometric investigation of the earth's interior, part I. On the structure of the earth's upper layer, Mem. Coll. Science, Kyoto Univ., A, 27(1954), 125—143; part II. On the structure of the earth's crust, Ditto, A, 27(1955), 243—288。
- 3) 例えば、H. Reich, O. Foertsch and G. A. Schulze, Results of seismic observations in Germany on the Heligoland Explosion of April 18, 1947, Journ. Geophys. Res., 56(1951),

147—156.

- 4) 例えば, B. Gutenberg, Revised travel times in Southern California, Bull. Seism. Soc. Amer., 41 (1951), 143—163.
- 5) A. Kamitsuki, On the seismic waves reflected at the Mohorovičić discontinuity (I), Mem. Coll. Science, Kyoto Univ., A, 28 (1956), (in printed)
- 6) 前掲, 2), Part II
- 7) C. Tsuboi, Gravity survey along the lines of precise levels throughout Japan by means of a Worden Gravimeter, Part 4. Map of Bouguer anomaly distribution in Japan based on approximately 4,500 measurement, Bull. Earthq. Res. Inst., Suppl. 4, part III (1954)

震央距離 $6^{\circ}\sim 26^{\circ}$ における 地震波の振幅について

京都大学地球物理学教室

岸 本 兆 方・神 月 彰

(昭和 32 年 3 月 15 日受理)

On the Amplitude of Seismic Waves Observed at the Epicentral Distance from 6° to 26°

Yoshimichi KISHIMOTO and Akira KAMITSUKI

Geophysical Institute, Kyoto University

(Received March 15, 1957)

The structure of the earth's mantle, mainly its upper part, having been investigated by the analysis of seismic waves of five Kamchatka-Kurile Islands Earthquakes of shallow focus and some others, the problems on the existence and property of the 20° -discontinuity and the low-velocity layer in the mantle are discussed in some detail. The time-distance graphs obtained in Japan are in fair agreement with Jeffreys-Bullen's Table (1939), and also the 20° -discontinuity is considered to exist certainly at nearly the same depth as given by Jeffreys. The amplitude relation observed at the epicentral distance near 20° between the direct wave propagating through the medium entirely above the 20° -discontinuity and the refracted wave penetrating down into that discontinuity is just the reverse of that commonly expected, that is, the former being small and the latter large both for the P- and S-waves. Concerning this phenomenon some arguments are given. Moreover, the existence of a new discontinuity was ascertained at some depth below the 20° -discontinuity, as deduced from the appearance of a prominent later phase. As to the existence of a low-velocity layer in the mantle, it is negatively concluded from the analysis of seismic waves observed at the station in Japan of the earthquakes of Kamchatka-Kurile Islands, but the possibility of its existence near the crust in the form of pocket or reservoir is supposed to be not unreasonable, its problem being postponed to a succeeding paper.

§ 1. 序 論

地球中間層の構造については、現在、2つの異なつた意見が対立している。その一つは、地震波速度は深さとともに増大し、かつ、所謂 20° -不連続面（その深さは、Jeffreys によれば約 413 km とされている）において、その速度増大の割合が突然に増加するという考えで、Jeffreys の研究¹⁾によつて代表されるものである。他の一つは、Gutenberg によつて提唱され²⁾、発展させられたもので、地震波速度が深さとともにだんだん減少するような、いわゆる低速度層が、中間層上部に存在するという考えである。その深さは、P 波に対しては 60 km ~ 150 km, S 波に対しては 60 km ~ 250 km とされ、又、 20° -不連続面は存在しないとされている³⁾⁴⁾。

このどちらの構造をとるべきかは、単に、世界の或る一地域における、*P* 波及び *S* 波の走時観測からだけでは、早急には解決できないと思われる。というのは、一つには、験震学的或は測地学的方面などから見て、中間層の構造にもある程度の地域的差異があるように思われるからである⁵⁾⁶⁾。そのために、中間層の構造研究は、できるだけ広汎な地域にわたつて、又いろいろな方面からなされねばならない。又験震学的方法については、単に *P* 波及び *S* 波だけでなく、観測しうるすべての位相について、その走時、振幅、週期などを考慮し、かつ、次々に距離の増大する多くの観測を行ない、地震波の伝播状態（各位相の走時や、波形の距離による変化など）をくわしく調べることが、必要であると思われる。

今回の研究においては、上記の如き研究方法に従い、先に述べた 2 つの意見を調べるために、観測距離が 6° から 26° にわたる数例の地震を解析した。その結果を、以下に簡単に述べたいと思う⁷⁾。

§ 2. 資料及び観測結果

用いた地震は、第 1 表の如く、5 つのカムチャッカー北千島地震を主に解析し、2 つの台湾地震を比較のために用いた。これらの地震記象は、全国 23 ケ所の気象台及び測候所におい

Table 1. List of the earthquakes used in the present investigation. Latitude and longitude of epicenter, magnitude, focal depth and some origin time(*) are after the U.S. C.G.S. The Greenwich Mean Time is adopted for the origin time.

No.	Date	Origin time (G.M.T.)	Epicentral region	Epicenter N E	Focal depth	Magnitude	Observational range
		h m s			km		
1	1952 June 22	21 43 02	SE off Shinshiru Is., Kurile Is.	46°, 153 ¹ / ₂ °	—	7	6°—17°
2	1952 Nov. 4	16 58 33	Near east coast of Kamchatka.	59 ¹ / ₂ , 159	—	8 ¹ / ₄	13°—25°
3	1953 Jan. 5	10 06 30	N part of Kurile Is.	49 , 156	—	6 ³ / ₄	9°—22°
4	1953 Oct. 11	13 08 34 (*)	"	50 , 155 ¹ / ₂	60	6 ³ / ₄	10°—23°
5	1955 Mar. 18	00 06 46	Near east coast of Kamchatka	54 ¹ / ₂ , 161	—	—	19°—26°
6	1936 Aug. 22	06 51 37	Near SE coast of Formosa	22.1, 121.2	—	—	17°—24°
7	1955 Apr. 4	11 11 21 (*)	"	22 , 121	—	6	17°—24°

て、Wiechert 地震計によつて記録されたもので、気象庁の御好意によつて、使用することができたものである。現在の場合、すべて同型の地震計の記象を用いたこと、すべての観測所が、震央から見て、ほぼ同一方向と見なしうることなどは、取扱いに対して有利であつた。

i) 走時曲線

カムチャッカ・北千島地震の中、代表的な例は、1953 年 1 月 5 日 (第 1 表 No. 3.) の地震

である。P 波及び S 波の走時図が、第 1 図に示してある、ただしこの図には 1955 年 3 月 18 日 (第 1 表 No. 5) の地震の走時図と一緒に表わされている。この図を見て注目されることは、P 波 S 波ともに、その走時図が、約 18° で交わる 2 本の branch に分けられることである。これら 2 本の branch は、第 1 図において、● と + (或は ×) で表わされている。そして、+ (或は ×) で表わされる後の branch は、 18° より近い距離では、いわゆる later phase として、約 13° までのばされる。

この地震の深さは、各観測点における $pP-P$ の観測から、Jeffreys の表現によると、 $0.01 R$ であることが判るので、上述の 2 つの branch の交わる距離 18° は、浅発地震における 20° に対応するものであろう。そこでこれら 2 つの branch も、Jeffreys によつて d 及び r をつけて表わされる位相、すなわち Pd 或は Sd 、及び Pr 或は Sr に対応するものであることが予想される。そのために、2 つの branch の、J.-B. curve への適合を調べよう⁸⁾。

特に、 18° までの P 波の branch に注目し、震央の位置は第 1 表の値を用い、J.-B. 0.01 曲線に最もよく合うように、震源時を決めると、 $10^h 06^m 30^s$ となる。これを用いた、J.-B. 曲線との対応は、第 1 図に示してある。 18° までの P 波の branch の適合は非常によい。 18° 以後の branch は、規則的に数秒のおくれがあるが、走時曲線の勾配についてはかなりよく一致する。S 波の 2 本の branch についても、P 波の場合とほぼ同様の結果

が与えられる、なお、第 1 表の他の 4 つのカムチャッカ地震についても、上述の地震とほぼ同様な結果が得られる。これらの地震については、先に述べたように、すべての観測点が、震央から見て殆ど同一方向にあるから、震央の位置を少しく移動しても、それぞれの観測所の震央距離の変化は殆ど同じであり、又その変化の方向も同方向である。そこで、震央の少

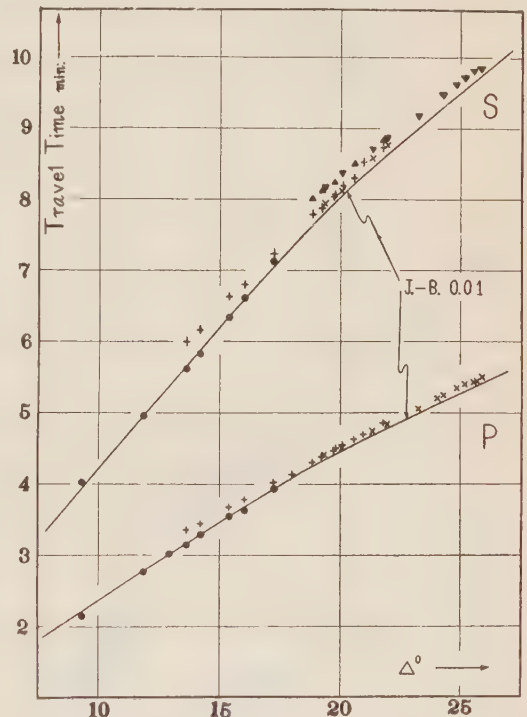


Fig. 1 Travel-time graphs superposed of two earthquakes of Jan. 5, 1953 and March 18, 1955. ●, + and ▲ belong to the former and × and ▼ to the latter. ● representing the Pd and Sd , + and × the Pr and Sr , and ▲ and ▼ represent the Sr_2 .

しの移動によつては、走時曲線の勾配も殊ど変化しないし、又、J.-B. 曲線への適合の様子も殆ど変わらないと考えられる。

この様にして、第2図の2つのbranchは、それぞれ、 Pd (或は Sd)、及び Pr (或は Sr) に対応するものであることが確められた、つまり、少なくとも‘日本附近の地震の走時曲

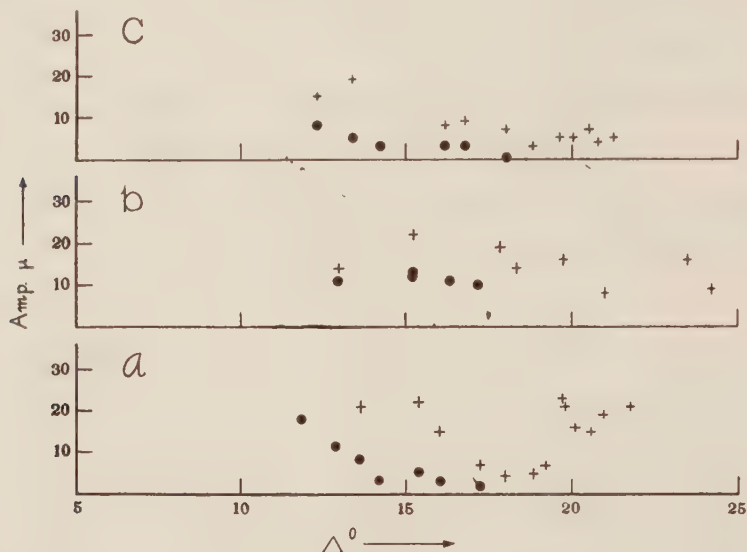


Fig. 2 (a) Amplitude-distance graphs for P-wave. Notations have the same meanings as in Fig. 1.

- a) The earthquake of Jan. 5, 1953
- b) The earthquake of Nov. 4, 1952
- c) The earthquake of Oct. 11, 1953

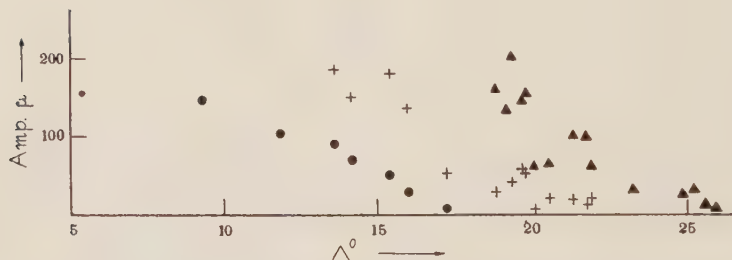


Fig. 2 (b) Amplitude-distance graph for S-wave superposed of two earthquakes of Jan. 5, 1953 and March 18, 1955, in which the corrections are made for some observatories allowing for the local structural character. Notations have the same meanings as in Fig. 1.

線解析’によつては、 20° -不連続面の存在は確からしいと思われる。なお、 Pr と Sr のbranchが、約 13° まで延長されるという事は、Jeffreysが極限の場合（すなわち第1次の

不連続面)として与えている結果とよく一致するのであるが⁹⁾, しかし,これから直ちに, 20° -不連続面が第 1 次であるか第 2 次であるかを定めることは, できないと思われる。

ii) 各位相の振幅と週期

各位相の振幅と震央距離との関係は, 第 2 図に, 2, 3 の地震について示してある。i) で述べた様に, 18° で交わる 2 本の branch は, それぞれ, 20° -不連続面の上部を伝わる直接波及びそれを通過する屈折波であることが知られたが, これらの振幅に関しては, 非常に顕著な事実がある。すなわち, 第 2 図に見られる様に, Pd 及び Sd の振幅は, 18° に近づくに従って非常に小さくなり, 18° 附近では, Pr 及び Sr の振幅よりずっと小さくなる。 18° 以後では, 振幅の大きい Pr と Sr とが先に入射するから, 後に続くべき小振幅の Pd と Sd とは読取ることができない, すなわち, 第 1 図において, 18° 以後における Pd 及び Sd の読取りが見られないのは, この理由によるのである。

上述の様な振幅変化の有様は, 第 3 図の如き模式図によれば, 一層明らかに理解できるであらう。

次に, 各位相すなわち Pd , Pr , Sd , Sr の週期については, 第 1 表の 5 つカムチャッカ地震すべてについて, 第 4 図に示されている。横軸は震央距離を。縦軸は週期を表わす。この図によれば, Pr 及び Sr の週期は, 大体 4 秒乃至 6 秒の範囲にあつて, 震央距離, 地震別に無関係にほぼ一定であるが, Pd 及び Sd の週期は大変趣を異にしている。すなわち, これらの週期はかなりばらつくが, 大体の所, 約 2 秒より短い週期と, 約 8 秒より長いものとを含んでいるといえる。そして, ある場合には, これら 2 種の週期が重なつて現われ, 又他の場合には, どちらか一方のみが現われる。

この様にして, 18° で交わる 2 本の branch に属するそれぞれの位相は, 振幅及び週期の違いによつても明らかに区別され, これら 2 つの位相を混同するおそれは決してない, そしてこれらのことから, 2 つの位相は, その発生と

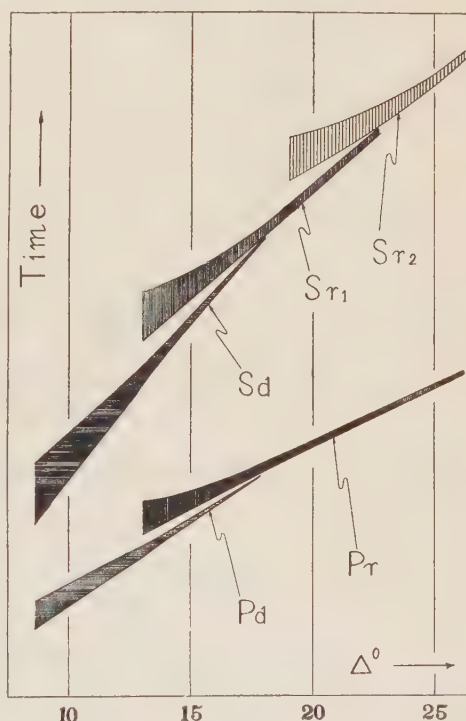


Fig. 3 Schematic representation of the amplitude-distance relation. The breadth of each branch corresponds to the amplitude at the respective distances.

伝播について、かなり異なつた性質を持つてであろうことが予想されるのである。

iii) Sr_2 -波について

第 1 図の S 波の走時図を見ると、約 19° から 1 つの later phase が現われ始め、約 24° において Sr の branch と交わつてゐることが判る。そして 24° 以後においては、この位相の走時は、J-B. 曲線によく一致する。又、この位相の振幅については、第 2 図、第 3 図から容易にわかる様に非常に顕著なものであり、その変化の有様は、 Sr のそれとほぼ同じである。

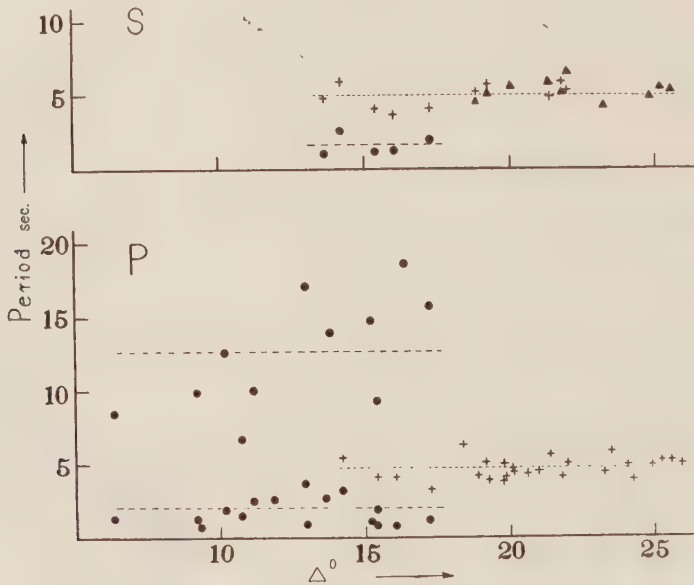


Fig. 4 Period-distance relation of each phase. Notations have the same meanings as in Fig. 1.

これらのことから、次の様に考えることは妥当であろう、すなわち、 20° -不連続面の下にもう一つの不連続面がある、つまり、上述の新しい位相は、この不連続面によるも屈折波であると考えられる。この新しい位相を、仮に Sr_2 と名付けることにし、第 1 図、第 2 図、第 3 図にはその様に記してある。

ここで注意すべきことは、上述の新しい位相はただ S 波だけに明瞭に見られるのであつて、 P 波については、十分な信頼度をもつて、この位相を読取ることができなかつた。従つて、もしこの新しい不連続面が存在するとしても、それは特に、 S 波に対して影響を与える様なものであると考えねばならない。

この不連続面は、恐らく、西武によつて論ぜられた様な¹⁰⁾、いわゆる C 層内における k/μ (Jeffreys-Bullen の地震波速度分布から計算される) の有様と関係するものであらうと思われ

る。

§ 3. 2, 3 の考察

Gutenberg の、低速度層に関する説は、主に次の 3 つの現象に基礎をおいている¹¹⁾¹²⁾。すなわち、1) P 波及び S 波の振幅が 5° 附近において急激に小さくなり、かつそれが 15° 位まで続くこと、2) 特に P 波に対して、振幅が 15° 附近からだんだん大きくなり 20° 以上まで続くこと、3) 特に 5° 位から 20° 位までの範囲で、走時曲線が、J.-B. 曲線とかなり異なること、などである。この中、2) と 3) とについては、2 節に述べた様に、カムチャッカ地震の走時曲線は、 P 波 S 波ともに、J.-B. 曲線にかなりよく一致し、 18° (浅発地震の 20° に相当する) における 2 本の branch の交さも明瞭に観測される。又、振幅については、第 2 図、第 3 図に見られる様に、 P 波 S 波ともに、 18° まで単調に減少し、再び増加することはない。

次に 1) をしらべるために、3 つの近地地震を調べて見た。これらは、1939 年 5 月 1 日の男鹿地震、1951 年 7 月 28 日の金華山沖地震、及び 1952 年 7 月 18 日の吉野地震である。前 2 者の震源の深さは、約 10 km までと思われるが、3 番目のものは約 70 km と推定され、この深さは大体、低速度層の表面の深さに相当している。第 5 図に示したのは、これらの地震の P 波初動の振幅 (μ) の常用対数を縦軸にとつた減衰図であるが、どの場合にも、当該距離における振幅の突然の減少と、その継続は見られない。

これらの結果を考えると、先にも述べた様に、少なくとも日本附近においては、 20° -不連続面の存在は確からしいと思われ、又低速度層の存在は、Gutenberg のいう様な形においても、又特に S 波だけに顕著に現われるという Lehmann の形¹³⁾ においても、疑問であると考えられる。

しかし、とにかく、直接波 (P_d , S_d) と屈折波 (P_r , S_r) との振幅に関する上述の現象は、直接波の異常に大きい減衰によるのか、或は、屈折波が異常に強められたのか、どちらかであると考えざるを

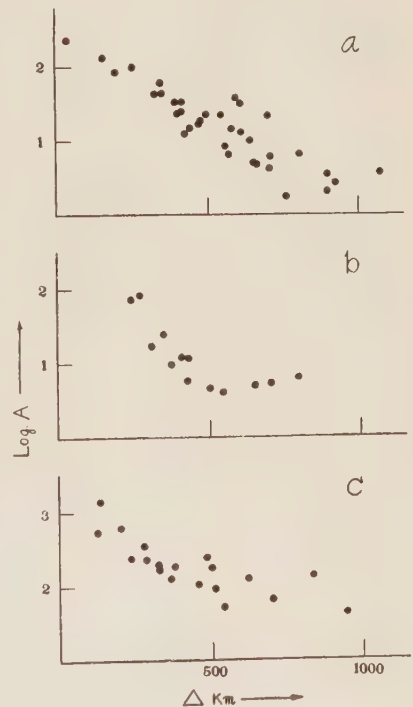


Fig. 5 Amplitude-distance graphs for the first P-motion at short distances. a) The Oga Earthquake of May 1, 1939, b) The earthquake of July 28, 1951 and c) The Yoshino Earthquake of July 18, 1952.

得ない。この問題を考えるために、深発地震の振幅の変化を調べた。この地震は、1950年2月28日のオホーツク海地震で、震源の深さは約350 kmと推定されている。そしてこの深さは、 20° -不連続面よりは浅いが、低速度層の下限として与えられている深さよりは深い。第6図は、この地震のP波初動の振幅と震央距離との関係であるが、約 12° の前のある範囲において、振幅が非常に小さくなり、約 12° において突然増大していることが判る。そして、この震央距離 12° は、浅発地震における 20° に相当するものである。この様に、震源の深さが低速度層の下限として与えられている深さより深いにもかかわらず、 20° に相当する震央距離において、同じ様な異常な振幅の様子が観測されるのである。

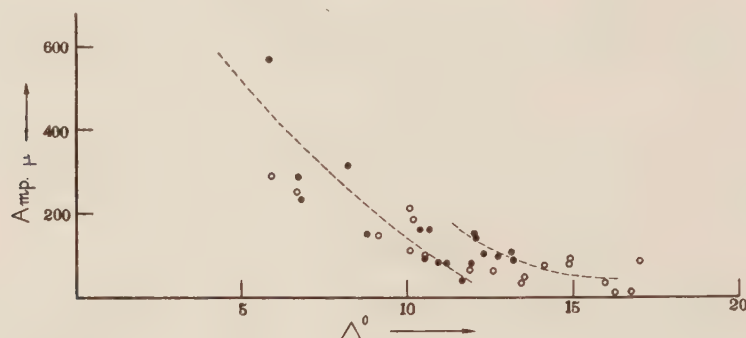


Fig. 6 Amplitude-distance graph for the first P-motion of the deep earthquake (350 km) of Feb. 28, 1950.

そこで先の問題に返つて、直接波と屈折波の振幅の関係の異常に対する矛盾のない解釈は、かなり難しいことで、将来の研究を要するのであるが、可能であると思われる解釈の一つは次の様なものである。すなわち、 20° -不連続面の直ぐ上部に、P波及びS波の振幅を強く減衰させる様な漸変層がある、という考えである。又一方、 Pr 及び Sr の週期が常にはほぼ一定であることや、 20° -不連続面の下方に、もう一つの不連続面があるらしいという上述の結果を考え合せば、これら2つの不連続面の間の‘Channel’が、 Pr 及び Sr を強める働きをするという解釈も考えられる。

§ 4. 結論

以上によつて、次の結論が得られる。

- i) 少なくとも日本附近においては、 20° -不連続面の存在が確かめられる。
- ii) 少なくとも日本附近においては、低速度層の存在は疑問がある。
- iii) 直接波の異常に強い減衰と、反対に、 20° -不連続面による屈折波の、大きくかつ明瞭な入射とが、いわゆる 20° に相当する震央距離の附近において、P波S波ともに観測される。この事実に対して、可能であると思われる2つの解釈を述べた。

iv) 以上の研究によつて、中間層の構造と性質とは、ヨーロッパ、北アメリカ、日本などの地域を較べる時、かなりの地域的差異があると考えられる。

終りに、この研究に対して、終始懇切な御指導を頂いた西村英一教授に厚く御礼申上げる。

又、貴重な記録の復写を快諾された、気象庁の方々に謝意を表する。

参 考 文 献

- 1) H. Jeffreys, The times of P, S and SKS, and the velocities of P and S, Mon. Not. Roy. Astr. Soc., Geophys. Suppl., 4 (1939), 498-533
- 2) B. Gutenberg and C. F. Richter, New evidence for a change in physical conditions at depths near 100 km, Bull. Seism. Soc. Amer., 29 (1939), 531-537
- 3) B. Gutenberg, Wave velocities at depths between 50 and 600 kilometers, Bull. Seism. Soc. Amer., 43 (1953), 223-232
- 4) ———, Low-velocity layers in the earth's mantle, Bull. Geol. Soc. Amer., 65 (1954), 337-348
- 5) H. Jeffreys, The times of P up to 30° , Mon. Not. Roy. Astr. Soc., Geophys. Suppl., 6 (1952), 348-364
- 6) I. Lehmann, The times of P and S in Northern America, Estratto da Annali di Geofisica, 8 (1955), 351-370
- 7) 詳しくは、Y. Kishimoto, Seismometric investigation of the earth's interior, Part III. On the structure of the earth's mantle (I), Mem. Coll. Science, Kyoto Univ., A, 28 (1956), 117-142.
- 8) loc. cit. 1)
- 9) loc. cit. 1)
- 10) T. Nishitake, Elastic properties of rocks with relation to the earth's interior, Mem. Coll. Science, Kyoto Univ., A, 28 (1956), 73-98
- 11) B. Gutenberg, On the layer of relatively low wave velocity at a depth of about 80 kilometers, Bull. Seism. Soc. Amer., 38 (1948), 121-148
- 12) loc. cit. 4)
- 13) I. Lehmann, P and S at distances smaller than 25° , Trans. Amer. Geophys. Union, 34 (1953), 477-483

和歌山地方で観測された微小地震の性質について

京都大学理学部地球物理学教室 三 雲 健, 大塚 道男, 神 月 彰

(昭和 32 年 3 月 15 日受理)

On the Nature of Local Earthquakes Observed in Wakayama District

TAKESHI MIKUMO, MICHIO OTSUKA and AKIRA KAMITSUKI

Geophysical Institute, Faculty of Science, Kyoto University

(Received March 15, 1957)

ABSTRACT

The precise observations of local earthquakes were carried out in Wakayama District, for the purpose of studying the crustal structure and nature of local shocks.

As a result of these observations, the travel-time anomalies were detected, and the time-distance curves were separable into two groups which seemed to be related with the directions of initial motion of shocks recorded at their respective stations. The cause of the travel-time anomalies may safely be regarded as being attributed to the focal conditions and mechanism of earthquake occurrence.

With regard to the structure of the crust in the district concerned under the assumption of horizontal parallel layers, the velocities in the surface layer, second, and third layers were estimated to be 4.3, 5.4~5.6 and 6.0 km/sec for the P-waves and 2.5, 3.2 and 3.4 km/sec for the S-waves, and the thickness of surface layer about 4 km, respectively.

§ 1. 序 論

局地地震や余震等の微小地震の観震学的研究は、我国に於いては1929年の丹後地震に伴う余震観測¹⁾以来、多くの研究者によつて行われて来た。即ち丹後、台湾、新島、男鹿島、鳥取、東南海、三河、南海、福井、今市等の大きい地震の余震、伊豆及び和歌山地方に於ける頻発地震等については、非常に多くの研究結果が報告されて居る。地震計、記録装置、刻時装置等の器械の進歩による観測精度の向上に伴つてそれらの研究が、 $P\sim S$ 時によつて定めた微小地震の震源の時間的、空間的分布を論ずるに止まつて居た従来の傾向より更に進んで、地殻構造の研究に迄発展して来た²⁾⁻⁷⁾ ことは注目すべき成果であろう、またこの様な観測は南アフリカ等に於いても行われ、既に種々の結果が報告されて居る。⁸⁾⁻¹¹⁾ この様に極く近い微小地震のみを用いて、小範囲の地殻構造を推定することは、種々な方法で試みられて来て居るに拘わらず、かなり困難な様である。最近では、地殻構造の研究の手段として人工爆破がよく用いられて居る。人工爆破の場合は、自然地震に比べて、その発生場所も時刻も既知であるから、地殻構造を推定するのにはたしかに有力な方法であるが、その発生の機構や伝播する波の性質等は自然

地震とはかなり異なるものと考えられる。このような見地から、微小地震を精密に観測することは、それ自体の研究としても、大地震のモデル的研究としても、興味ある問題であり、特に震源に非常に近い範囲で、頻発する多数の地震を観測し得るということは、地殻構造以外にも発震機構や地震波等種々の問題についての有力な手掛りを提供するものと期待される。

周知の如く、和歌山地方に於いては、1920年頃から局地的地震が頻発して居る。この地方の群発地震に関しては、既に今村等の研究¹²⁾があるが、1952年以来、東京大学地震研究所（宮村研究室）及び吾々の研究室に於いてもこの詳細な研究に着手した。¹³⁾⁻¹⁵⁾

§ 2. 観 測

今回の観測は、東大地震研究所と協力の下に、高感度地震計を和歌山地方に多数設置し、特に震央近傍で局発性微小地震を出来る限り精密に観測にしてその性質を明らかにすることを目的とする。観測は1954年11月24日～12月2日¹⁶⁾及び1956年4月10日～22日の期間に行われた。

(a) 観測点： 観測点は、震央に近いことを目標として、微小地震の特に多い海南市を中心とする半径 10 km 以内の狭い範囲に設置

TABLE 1. Co ordinates of observation stations

Station		Xi	Yi
		km	km
Wakanoura	(W)	0	0
Fuyuno	(F)	1.04	4.45
Idakiso	(I)	-0.91	7.90
Nokami	(N)	2.99	11.76
Kainan	(K)	4.94	5.15
Yoro	(Y)	8.10	-0.69
Kimiidera	(Km)	1.27	2.20
Todoroki	(R ₂)	3.19	12.88
Shimotsu	(R ₃)	8.53	-4.04
Kanaya	(L ₁)	15.58	8.79
Idakiso	(L ₂)	-0.91	7.90
Kainan H.	(Kh)	4.55	3.72
Kotonoura	(Ko)	3.82	2.08
Taisei H. S.	(T)	3.44	12.87
Dejima	(D)	0.49	-0.33
Sanda	(S)	-0.80	3.62
Niitakamachi	(Ni)	-1.00	0.32
Kotonoura	(Ko')	3.84	2.08
Kainan H. S.	(Ka)	4.34	5.72
Taisei H. S.	(T')	3.41	12.87
Minoshima	(M)	11.67	-4.47
Yuasa	(Yu)	17.49	1.49

Origin Point ; Wakanoura, X ; eastward,
Y ; southward.

された。この地方の基岩は、地質学的には“御荷鉾”及び“三波川系”に属する結晶片岩、千枚岩等の変成岩より成る。観測点は全部この変成岩地帯内にあり、器械はすべてこの岩盤上に設置した。

吾々の観測点は1954年4箇所、1956年6箇所である。地震研究所所属の観測点を含む全観測点の位置は Fig. 1 及び Table. 1 に示した通りである。この座標は地震研究所による三角測量及び航空写真から定められたもので、地震研究所の御好意により、そのまま使用させて頂いた。

(b) 観測器械

今回の観測に使用した地震計は、微小地震観測のために特に設計した上下及び水平成分の変磁束型電磁地震計である。その固有周期及び電圧感度はそれぞれ 0.45 sec, 1.79 volt /kine であつて、これを固有周期 0.35 sec,

直流感度 3.11×10^{-8} amp/mm の電流計に直結した場合の最高倍率は 1 m の光字距離に於いて約 80,000 倍である。吾々の観測点のうち 3 箇所は地震計 3 成分を、他は上下成分のみを設置した。刻時には各観測点とも標準電波 JJY (4 Mc 又は 8 Mc) を用いた。記録紙の送りは約 5 mm/sec である。



Fig. 1. Positions of the observation stations and the epicentres of the earthquakes mentioned.

- ; observation stations of the E.R.I. with electromagnetic seismometers.
- △ ; observation stations of the E.R.I. with acceleration seismographs.
- ; observation stations of the Kyoto Univ. with electromagnetic seismometers.
- ★ ; epicentres.

尚、地震研究所所属観測点の大部分は、電磁地震計を設置し、有線搬送式又は無線搬送式遠隔記録^{17),18)}を行い、他の一部は加速度計による観測を行つた。これら観測点での刻時には同一のクロノメーターを使用した¹⁹⁾。クロノメーターによる時刻は、主として、或る地震の伊太祈曾に於ける共通記録の時刻によつて、JJY の標準時と比較補正された。

3. 走時曲線の異常

観測の結果、多くの地震が記録されたが、5 箇所以上の観測点で共通に記録されて、吾々の観測網の内部又は近傍に起つたと推定されるもののうち、記象が良好で、時刻が 1/20 sec 以内の誤差で明瞭に読取れる 27 個の地震を選んで解析した。この解析には地震研究所観測点で

得られた資料もお借りした。

先づ第1段階として、この地方の地殻を均質一様なものと仮定し、各観測点で記録された発震時或いは $P \sim S$ time から通常の方法を用いて、各地震の震源を定めることを試みた。

この結果、震源は、 $P \sim S$ time を用いた場合は大体求められたが、発震時による時は大部分の地震について決定出来なかつた。随つて以下この様な結果に対して少し詳しく検討を加えて見た。

(a) $P \sim S$ time による震源決定と走時曲線

震源の決定に $P \sim S$ time を用いた地震は 17 個であつて、これらの場合は作図法又は最小自乗法によつた。この方法を用いた第1回観測の結果については、既に報告した通りである¹⁶⁾。

1956年の第2回観測に於いても、同様な結果が得られた。既ち、この方法によつて震源を定め、各地震について走時グラフをつくると、走時曲線は、Fig. 2 に示す様に、0.2~0.4 sec の走時差を以てほぼ平行する2つの直線に分けることが出来る。そしてこれらのグループは、それぞれに所属する観測点での初動方向に関係する様に思われる。但し 17 個中2個の地震では、走時曲線は、Fig. 3 の如く1つの直線で表わすことができたが、この場合の各観測点で記録された初動は全部 “push” であつた。

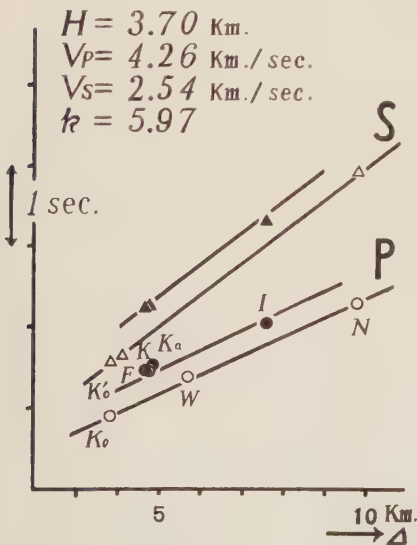


Fig. 2. Time-distance curves. (No. 250)

- ; stations with the initial anaseismic motion.
- ; stations with the initial kataseismic motion.
- △ ; hypocentral distance.

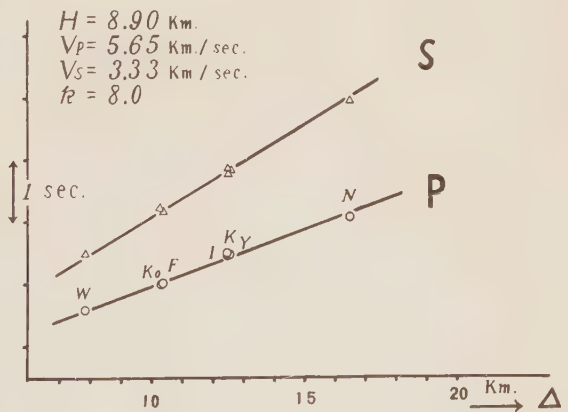


Fig. 3. Time distance curves. (No. 228)

(b) 発震時による震源決定と走時曲線

次に、各観測点に於ける発震時より震源を決定するに際して、5点の場合は4元聯立1次方程式を解くか、又には作図法により、5点以上の場合は最小自乗法を用いた。しかし発震時を用いた場合は、前にも述べた様に、数例を除いては、大部分の地震について震源が定められなかつた。既に、震源の深さが計算上虚数となつたり、伝播速度が不合理な値となつたりした。これについては、宮村氏も同様の事を述べて居る^{20), 21)}。次に、どのような場合に、震源が決定出来るか、又出来ないかを、 $P \sim S$ time を用いた場合を参考として、検討した。

i) 各観測点で記録された初動の向きが全部同じ場合、即ち“push”又は“pull”のみの場合、震源は良い精度で決定出来て、走時曲線は1直線で表わすことが出来、probable error は小さい。且つ伝播速度も妥当な値が得られた。

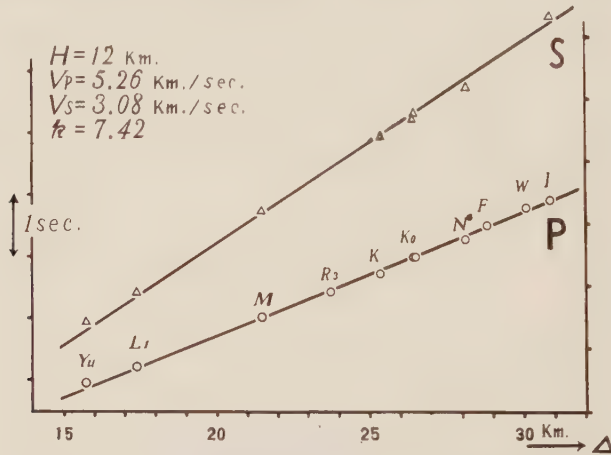


Fig. 4. Time-distance curves. (No. 247)

Fig. 4 は、この様な場合の1例を示す。

ii) 初動が“push”と“pull”の両方ある場合は、若し同じ種類の初動方向の観測点のみを用いれば、震源は良く定まつた。走時曲線を書くと、これらの点は良い精度で直線に載り、計算に用いなかつた他の初動方向の観測点は、この直線よりはずれる。そしてこれらを結ぶ直線は 0.2~0.4 sec 程度の走時の差を以て、前の直線に大体平行する。速度はこの場合も同様に妥当な値と考えられる、この場合の例は、Fig. 5. 及び前の報告¹⁶⁾中の Fig. 3. に見られる。今回の観測では、初動が“push”及び“pull”の観測点それぞれ5個以上で同時に記録された地震はなかつた。随つて初動が同じ種類の観測点のみから別々に震源を求めて比較することは出来なかつた。

iii) 初動方向に無関係に、全観測点の発震時より最小自乗法を用いた時は、最初に述べた様に、大体に於いて震源が求められないが、何れか一方の初動方向の観測点が他に比べてかな

り多い場合には、震源が近似的に求められることがある。しかしこの場合には、速度が不合理になつたり、或いは probable error がかなり大きくなつた。

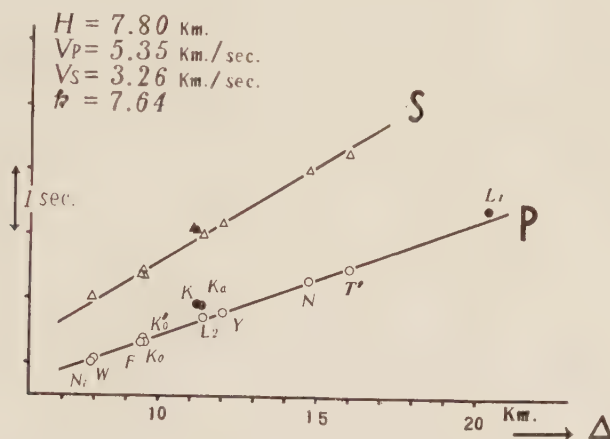


Fig. 5. Time-distance curves. (No. 217)

尚、宮村氏は i) の例外として、次の様な場合があつたことを指摘して居る。即ち多数の観測点中から、初動が同じ種類の 5 観測点を任意に抽出して震源を計算した時、観測点の組合せ方によつては、震源が求まらない例が少数あつたとの事である。

発震時を用いて震源を決定出来た地震は、i) の理由によるもの 6 個、ii) の方法によつたものの 7 個であつた。

(c) 総合結果

以上述べて来た様に、 $P \sim S$ time 又は発震時の何れの方法によつて震源を定めても、走時曲線は同様な傾向を有し、若干の例外を除けば、各観測点に於ける初動方向と、走時のグループとの間には、かなり明瞭な関係がある様に思われる。尚、2, 3 個の地震については、両方法による震源位置を比較することが出来た。これらの差は大体観測誤差の範囲内と考へて良い様に思われる。

全部を総合すれば、27 個の地震中、走時曲線が 1 直線で代表出来たもの 6 個、2 群の直線に分け得るもの 21 個であつた。前者は各観測点の初動が同じ種類の場合であり、後者については、初動 push の観測点が走時の早いグループに、且つ初動 pull の点が走時の遅いグループに属するもの 12 個、これと逆の場合が 9 個であつた。そして或る特定観測点の初動が常に同じになることも、走時が常に一方のグループに属することもなかつた。

各地震についての震源位置、伝播速度、大森常数、2 群の走時差、走時曲線を構成する各観測点等は Table 2 に示した通りである。

Table 2. Analyzed results.

Shock No.	X (km)	Y (km)	Z (km)	Anal. Meth. od	Vp (km/sec)	Vs (km/sec)	Vp/Vs	k	Time-Distance Curves	δT sec
121	12.17	5.20	11.20	P—S	4.83	2.58	1.87	5.54	(1) Y, N (D); (2) km, D, I (U)	0.20
122	0.47	3.15	3.70	P S	4.36	2.40	1.82	5.34	(1) Ko, Ko', Y*, N (D); (2) Km, I (U)	0.20
123	2.77	6.20	3.30	P—S	4.25	2.43	1.75	5.68	(1) I, Km*, Y (U); (2) Ko, N(D)	0.35
124	-0.28	6.20	4.40	P—S	5.04	2.52	2.00	4.78	(1) Y (U); (2) I, Ko, N (D)	0.25
135	3.57	0.60	4.60	P—S	4.64	2.47	1.87	5.30	(1) D, Y, S (U); (2) Ko, I, N(D)	0.20
136	7.37	1.50	4.70	P—S	4.62	2.54	1.82	5.65	(1) Y, D*, I(U); (2) Ko, Km, N(D)	0.25
137	2.77	6.95	4.75	P	4.40	—	—	—	(1) I, S, D, M*(D); (2) Km, N, Ko, Ko', Y (U)	0.40
140	-1.23	7.35	7.40	P—S	5.07	2.81	1.81	6.31	(1) I, S, D; (2) Ko, Ko', Y (D)	0.25
151	1.72	5.40	5.80	P—S	4.73	2.70	1.85	5.88	(1) Km, I, S, D (U); (2) Ko, N, Y* (D)	0.20
201	25.65	5.67	10.30	P	5.11	2.92	1.75	6.84	(1) L ₁ , Y, R ₃ , K, Kh, Ko, N, I (U)	—
202	2.45	-3.85	6.20	P	5.10	(3.38)	—	—	(1) F, K*, I, N* (U); (2) Ni, Ko, Ko', R ₃ *, Kh, L ₁ (D)	0.20
206	11.97	-5.98	9.25	P	5.43	3.13	1.74	7.35	(1) M, R ₃ , Y, Ko, Ko', Kh, K, W Ka, L ₁ , L ₂ , T' (D); (2) Yu (U)	0.15
207	2.30	3.05	3.60	P—S	4.31	2.67	1.62	(7.01)	(1) Y, N (D); (2) Ko, Ko', K, W, I (U)	0.40
217	-0.98	-0.36	7.90	P	5.35	(3.56)	(1.58)	7.64	(1) Ni, W, F, Ko, Ko', L ₂ , Y, N, T' (U); (2) K, Ka, L ₁ (D)	0.20
220	-1.20	7.25	5.10	P	4.66	2.85	1.64	7.35	(1) W (D); (2) I, F, N, K, Ko', L ₁ (U)	0.35
222	8.35	-1.25	4.40	P	4.72	2.96	1.60	5.94	(1) Y, Ko, K, W, F*, I, N (U)	—
223	3.35	1.59	5.15	P—S	4.72	2.72	1.73	6.41	(1) Ko, W, Y, I, N (U); (2) F (D)	0.20
224	-0.70	0.65	8.90	P—S	5.38	2.91	1.85	6.35	(1) F, Ko (D); (2) W, I, N (U)	0.25
228	-2.05	-2.30	7.25	P	5.65	3.54	1.60	—	(1) W, Ko, F, I, Y, K, N (U)	—
230	0.45	0.65	8.40	P	5.65	—	—	—	(1) F, I (D); (2) W, Ko, K, N, Y (U)	0.20
236	10.50	-1.75	6.30	P	4.83	2.93	1.65	7.45	(1) L ₁ , N, R ₂ (D); (2) Y, Ko, Ko', K*, Ka, W, F, I (U)	0.25
247	27.30	4.15	12.00	P	5.26	3.08	1.71	7.42	(1) Yu, L ₁ , M, R ₃ , K, Ko, Ko', N, F, W, I (U)	—
248	-0.17	2.00	4.55	P—S	4.93	2.66	1.87	5.63	(1) W, Y (U); (2) F, Ko, K, I (D)	0.40
249	-1.87	2.30	8.80	P—S	5.33	3.20	1.68	(8.00)	(1) W, F, Ko, N (U); (2) I (D)	0.20
250	3.20	2.80	3.70	P—S	4.26	2.54	1.73	5.97	(1) Ko, Ko', W, N, R ₂ * (U); (2) F*, K, Ka, I (D)	0.30
251	8.96	0.46	5.30	P	4.86	—	—	—	(1) Ko, Ko', F, W, I, N (U)	—
253	-4.10	3.60	6.60	P—S	5.00	2.88	1.80	6.78	(1) I, W, Ko, Ko', K, N, R ₂ , Y (U)	—

X, Y; location of epicentre, Z; focal depth, Analytical method: P-S; using the P-S times, P; using the arrival times of the P-waves, Vp; velocity of the longitudinal waves, Vs; velocity of the transversal waves, k; Omori's constant, (1), (2); groups of travel time, U; initial Upward motion, D; initial Downward motion, δT ; difference of the travel times between two groups.

(註) * 印は、その観測点に於ける初動方向が、同じ走時のグループの他の観測点と反対方向を記録したことを、或いは初動があまり明瞭でないことを示す。又、同じ走時グループ中の観測点の順序は震央距離の小さいものから並べてある。
表中、地震研究所観測点: R₂, R₃, L₁, L₂, Ko, Ko', Kh, Ka, T, T', D, S, Ni, M, Yu に於いて観測された発震時、P~S 時及び初動方向は、すべて該研究所の御好意により、解析に使用させて頂いた。

4. 和歌山地方の地殻構造

今迄は第1近似として、地殻を均質一様なものとして取扱つて来たが、次に第2近似として簡単な水平成層構造を考えた。ここでは、観測された地震が多数あることを利用して、次の様な方法を試みた。

一様な構造を仮定して得られた、各地震についての震源の深さと伝播速度との関係は Fig.6

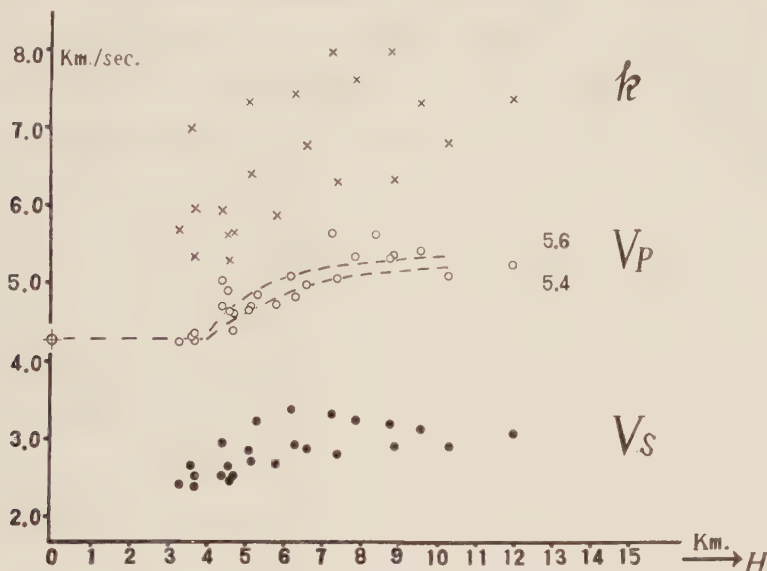


Fig. 6 Velocity—focal depth graph.

に示した通りである。但し、この場合の速度は前に述べた何れかの方法によつて求められたものである。

1) 表層 Fig. 6 に示された P 波についての関係を見ると、深さ 4 km 以下の地震については、その速度は約 4.3 km/sec である。一方、この地方の下津附近で、久保寺・吉沢が行つた地震探査²²⁾の結果によれば、変成岩表層中の伝播速度は、Fig.6 中の深さ 0 km にプロットした様に 4.27 km/sec となつて居る。随つてこの地方には、表面より約 4 km の深さ迄、速度約 4.3 km/sec の変成岩層が存在すると考えられる。この層中に於ける S 波の平均速度は約 2.5 km/sec である。

2) 第2層 4 km 以上の震源の深さを持つ地震に対しては、P 波の速度は漸次増加する傾向にある、この場合の震源の深さは、勿論実際の深さを表わすものではない、次に水平構造を仮定し、上に求めた表層中の速度と厚さを用いて、Fig. 6 に示された P 波の速度分布に適合する様に、第2層中の速度を定めることを試みた。Fig. 6 中の2本の破線は uniform medium を仮定して、和歌浦・冬野・海南・丁・野上の5観測点を用い、第2層中の速度をそれぞれ 5.4, 5.6 km/sec とした場合に得られる、震源の深さと速度との理論的關係であ

る. 実際の観測値はほぼこれらの線の間に落ちるから, 第2層中の速度は大体 $5.4 \sim 5.6$ km/sec と考えられる. この層中に於ける S 波の速度は, Poisson 比を 0.25 とすれば, 約 3.2 km/sec と計算される.

3) 第3層 次に, 局地地震を観測中, 京都附近に起つた小地震が和歌山附近の5観測点で記録された. この震源は, 上賀茂, 阿武山阿京大観測所及び京都測候所の3点に於ける P~S time 及び初動方向から, 大体 $135^{\circ}32'E$, $32^{\circ}01'N$. 深さ約 11km と定められる. 上記5点で走時曲線を書く場合に問題となるのはこれらの震央距離の差であるから, 震源位置の精度があまり良くなくても, 走時曲線に与へる影響は少い. 走時曲線はFig.7 に示した様に, 良い精

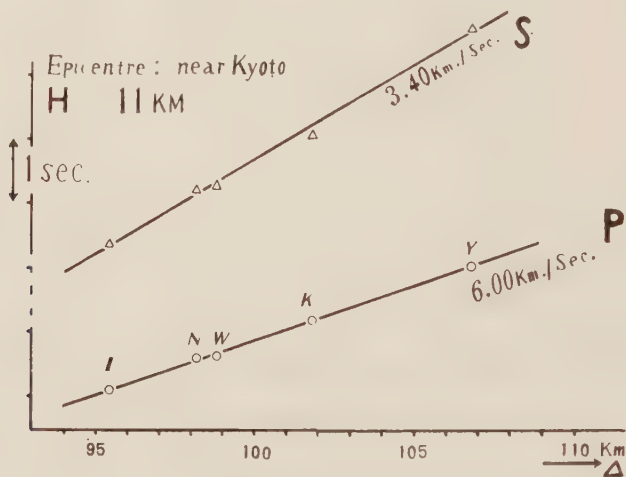


Fig. 7. Time-distance curves (No. 240)
△; epicentral distance.

度で直線で表わし得る. 各観測点での初動方向は全部 “push” である. 見掛け上の速度は P 波, S 波に対して, それぞれ 6.00 km/sec, 3.40 km/sec である. ここで第2層の厚さを, 岸本が近畿地方について推定した構造²³⁾での granitic layer の厚さに相当する 6 km と仮定すれば, 表面より第2層の底迄の深さは 10 km となり, 震源の深さと大体等しくなる. 震央距離は 100 km 程度であるから, 上記観測点で記録された初動は, 第2層直下を殆ど水平に伝播して来た波と考えられ, 随つてその見掛け上の速度は, 第3層中に於ける速度を表わして居ると思へても, 大きい誤りはないと思われる.

以上, 水平構造を仮定した場合の, 各層中に於ける P 波, S 波の速度と, それらの厚さは, Fig. 8 に示した通りである.

	P	S
↑ 4 km ↓	4.3 km/sec	2.5 km/sec
↑ (6 km) ↓	5.4 ~ 5.6	(3.2)
.....	(6.0)	(3.4)

Fig. 8. Horizontal structure in Wakayama District.

5. 結 果 の 検 討

次に以上の解析にあつての問題点を列挙してこれらに検討を加えた。

先づ、刻時精度の問題であるが、前にも述べた様に、今回の観測では、各観測点共、JJY又はクロノメーターによつて1秒毎に共通の刻時を行つた、電圧の変動によるレコーダーの廻転の不整は最大0.2 mm/secである。時刻の読取りはコンパレーターによつたが、その誤差は、記録が特に良い場合は、1/50 sec, その他の場合でも1/20 sec以内である。随つて§3に述べた様な走時のばらつきが時刻の誤差によるものとは考えられない。

第2に、初動の振幅が小さい時には、その判定を1/2又は1サイクル誤る可能性が考えられる。しかし初動附近の波の周波数は5サイクル以上であるから、1/2サイクル読み誤つたとしても、その誤差は0.1 sec以下であつて、前に述べた2群の走時曲線の走時差0.2~0.4 secには及ばない。又初動の“push”, “pull”の分布がどの地震でも4象限に分れること、走時の遅いグループにも初動の極めて明瞭な観測点が多く含まれること、更に初動方向が同種類の場合には走時曲線が1直線で代表され、他の多くの場合に2群に分けられること等から、初動の判定を誤つたという可能性は少いと考えられる。

第3に、震源決定の精度の問題がある。各観測点に於ける時刻の読取誤差から生ずる震源の不確定さは、uniform mediumを仮定した場合、1 km以内と考えられる。この範囲内で震源が変つても、伝播速度と走時差の値は多少変るが、走時曲線の傾向には大きい変化が見られない。

第4に、水平成層構造を一様なmediumとして計算した場合、震源にどの程度の誤差を生ずるか、又走時曲線にどの程度の影響を与えるかを調べた。しかしこの影響は僅かであつて、走時曲線を2群に分け得る様な大きい走時のばらつきは、この様に簡単な水平構造の影響では説明出来ない。若し、これを地殻構造の影響だけで説明しようとすれば、更に複雑な構造、例へば不連続面が傾斜したり、水平方向にも多くの不連続面が存在する場合を考えなければならない。しかし、この様な場合でも、uniform mediumの仮定の下に求めた震源より走時曲線を書いた時、大体同じ位置に震源が求められた地震に対しては、同様にsystematicな偏差が見られる筈である。しかるに、この様な規則性がなく、特定観測点が常に同じ走時のグループに属する傾向のないことは前にも触れた通りである。

以上の様な点から、今回観測された走時異常の原因が、震源の状態例えば発震機構や震源の形状にあると考えても良い様に思われる。若し、この様な考え方を採るとすれば、2群の走時曲線の走時差は、発震機構の方向的差異、或いは震源域の形の球形からのはずれと解釈せざるを得ないように思われる。

終りに、御指導を頂いた西村英一教授、貴重な資料をお貸し頂き、解析に使用することをお許し下さった東京大学地震研究所宮村摂三助教授に厚く御礼申し上げる。また本観測に御協力を頂いた当研究室の細山謙之輔、岸本兆方、伊藤芳朗、中川一郎、田中豊、囃喉謙及び岡本容子の諸氏、並びに和歌山大学井上雄二、山本幸夫、耐久高校新屋兼次郎、海南二中今村久の諸氏に心から感謝する次第である。

参 考 文 献

1. 那須信治, 震研彙報, 6 (1929), 245 ; 7 (1929), 133 ; 8(1935), 335.
2. S. Omote, Bull. Earthq. Res. Inst., 28 (1950), 311.
3. T. Asada and Z. Suzuki, Geophysical Notes, Tokyo Univ., Vol. 2, No. 16 (1949), 1.
4. T. Asada and Z. Suzuki, Bull. Earthq. Res. Inst., 28 (1950), 415.
5. S. Omote, Bull. Earthq. Res. Inst., 28 (1950), 401.
6. R. Ikegami, Bull. Tokyo Gakugei Univ., Vol. 4 (1953), 3.
7. 浅田敏, 鈴木次郎, 地震第2輯, 第5巻, 第2号 (1952), 30.
8. P. G. Gane, A. L. Hales and O. Oliver, Bull. Seism. Soc. Amer., 36 (1946), 49.
9. H. J. Logie, Bull. Seism. Soc. Amer., 41 (1951), 109.
10. P. G. Gane, P. Seligman and J. H. Stephen, Bull. Seism. Soc. Amer., 42 (1952), 239.
11. P. L. Willmore, A. L. Hales and P. G. Gane, Bull. Seism. Soc. Amer., 42 (1952), 53.
12. A. Imamura, T. Kodaira and H. Imamura, Bull. Earthq. Res. Inst., 10 (1932), 3.
13. A. Kamitsuki and T. Mikumo, Bull. Disaster Prevention. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 6 (1953), 38.
14. 大阪管区气象台 ; 紀淡海峡頻発地震調査報告, (1953).
15. 東京大学地震研究所 ; 和歌山頻発地震群研究概要 (1955).
16. 三雲健, 地震, 第2輯, 第8巻, 第3号 (1955), 158.
17. 宮村摂三, 松本英照, 震研彙報 33 (1955), 715.
18. 宮村摂三, 辻浦賢, " 33 (1955), 725.
19. " " " 33 (1955), 709.
20. 宮村摂三他, 地震学会講演 (1954年11月)
21. 宮村摂三, " (1956年11月)
22. 吉沢徹, 物理探鉱技術協会講演 (1955年4月).
23. Y. Kishimoto, Mem. Coll. Science, Kyoto Univ., A, 27 (1954), 125.
24. T. Mikumo, Mem. Coll. Science, Kyoto Univ., A, 28 (1956), 161.

日本とその近くにおける 地震活動のエネルギー

東京大学理学部地球物理学教室 坪 井 忠 二

(昭和 31 年 3 月 22 日受理)

Energy Accounts of Earthquakes in and near Japan.

By

Chuji TSUBOI

Geophysical Institute, Faculty of Science, Tokyo University, Tokyo.

(Received March 22, 1957)

Abstract

By using the newly deduced formula:

$$M=1.73 \log \Delta + \log A - 0.83,$$

where M is the magnitude of an earthquake, and A is the maximum ground amplitude measured in micron at the epicentral distance Δ measured in km., the magnitudes of 1025 earthquakes which took place from 1931 through 1955 in and near Japan have been determined.

The mean annual number N of earthquakes according to the magnitude has been found to be expressed by

$$\log N = -1.08 + 0.72(8 - M),$$

for $\Delta M = 0.1$.

The mean rate of energy release by earthquakes in and near Japan has been estimated to be 1.5×10^8 ergs/cm² year or 0.1×10^{-6} calories/cm² sec.

As a whole, Japanese area is contributing well over 10% to the total seismicity of the world.

1. 或る地域から或る時間間隔内に放出された地震のエネルギーの総和を求めるためには、まず個々の地震のエネルギーを知る必要がある。しかし、よく知られているとおり、1つの地震の記象からそのエネルギーを見積もるのには、たいへんな労力を要する。だから、このような正々堂々とした途をとらず、何か簡便な方法を講ずることが望ましい。それにはマグニチュード M を利用するのがよい。すなわち、まず1つの地震の M を定め、次に適当な式によって M からエネルギー E を求めるのである。これは必ずしも正確な方法であるとはいえないが、だいたいの見当をつけるためには、まず充分である。

2. さて M を定めるについては、筆者 (1954) は、日本の地震を日本で観測するとして、

$$M=1.73 \log \Delta + \log A - 0.83 \quad (1)$$

という式を導いた。ここに Δ は震央距離 (単位 km.)、 A は地動の最大振幅 (単位ミクロン) である。そこでこの式を使つて、日本とその附近に 1931 年~1955 年の 25 年間におこつた顕著・稍顕著地震 1025 個の M を求めた。 M を求めるについては、札幌・仙台・東京・名古屋・

神戸・福岡の6カ所における観測資料を使った。1つの地震に対して M は一般に6個求められるが、それらは必ずしも一致しない。0.3 くらいの差がおこることも珍らしくない。そんなときには、それら6個の M の平均をもつてその地震の M とした。

Δ と A とを与えて M を求める式 (1) の中にある係数の数値は、くわしくいえば、観測所ごとにちがうのであつて、早津 (1955) の研究によれば、この数値の地理的分布は日本の大構造と密接に関係しているようである。しかし、本文においては、そのことを無視して、ただ1つの式ですませた。

さてこのようにして、1025 個の地震の M を定めたが、その結果は第 I 表のとおりである。この結果は、前に発表したもの (坪井: 1950) と少し変つている。それは、 M を定めるための式が変つたことと、年数がふえたことによる。

3. 第1図は、第 I 表の結果をもとにし、1年あたりの数に直して図示したものである。前にも述べたとおり、採用した地震は顕著・稍顕著地震であるが、 $M=3.7$ のように小さいのもでてきた。顕著・稍顕著という格付けは、有感半径の大きさによるのであるが、上のような結果をみると、 M と有感半径との間の関係はあまりはつきりしたものではないようである。

第1図においては、 $M=6$ あたりの所を中心として、 M の大きい方にむかつても小さい方にむかつても数が減つている。しかし、小さい方にむかつて数が減

第 I 表 1931年～1955年におこつた顕著地震・稍顕著地震のマグニチュード別回数

M	3	4	5	6	7	8
.0		—	35	59	9	1
.1		1	33	44	7	—
.2		3	55	45	11	2
.3		3	56	37	4	—
.4		4	64	33	3	1
.5		3	69	32	3	
.6		11	62	29	1	
.7	1	14	58	16	6	
.8	—	22	70	18	4	
.9	—	29	50	15	2	計1025

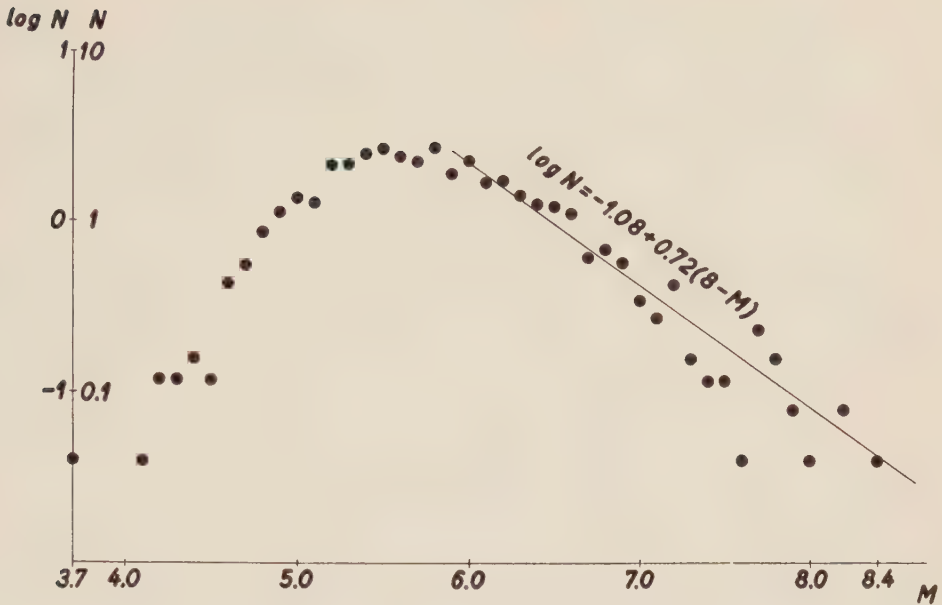
つていのは、単にみかけの上のことであつて、地震を顕著・稍顕著だけに限つたことによつて生じたことであるに過ぎない。 $M=6$ から M の大きい方にむかつて数が減つているのは、真の傾向である。この部分において、 $\log N$ と M とが1次の関係を持つているとして、最小自乗法によつてその間の関係式を求めてみると、

$$\log N = -1.08 + 0.72(8 - M) \quad (2)$$

という式が得られる。 M の区分け ΔM は、0.1 とする。GUTENBERG, RICHTER (1954) によると、全世界の浅発地震に対しては

$$\log N = -0.48 + 0.90(8 - M) \quad (3)$$

という式が成り立つという。これらの式によつて、 $(M-0.05)$ から $(M+0.05)$ までの範囲にある M をもつ地震の数 (1年あたり) N を計算することができる。そしてそれをもとにし



第 1 図 マグニチュード別地震回数 (1 年あたり)

て、或る値以上の M をもつ地震の総数を求めることができる。第 II 表はその計算の結果であつて、全世界と日本とを比較したものである。

この結果をみると、日本における地震回数は、全世界の優に 1 割以上を占めていることがわかる。

第 II 表 M 以上のマグニチュードをもつ地震の数 (1 年あたり)

4. 次にエネルギー E はどうなつていようか。それぞれの地震の M はすでに求められているから、あとは M から E に換算する簡単な算術が残っているだけである。しかしこの換算のときに、どういう式を使うかによつて、最後の結果は大変に変つてくる。例えば、GUTENBERG, RICHTER の古い式と新しい式 (1956)

M	全 世 界	日 本
6.0	110 + α	14 + β
6.5	37.8 + α	5.9 + β
7.0	12.3 + α	2.3 + β
7.5	3.3 + α	0.7 + β
8.0	α	β

$$\text{旧} \quad \log E = 12 + 1.8M \quad (4)$$

$$\text{新} \quad \log E = 11.8 + 1.5M \quad (5)$$

とを比較してみると、同じ M に対する E は第 III 表に示すように、ちがいがあつた。筆者の意見によると、新しい式 (5) の方がどうも都合のよい点が多いので (坪井: 1956)、本文ではそれを採用することにする。

この新しい式を使つて、各々の地震について E を求め、それを順次に積算していつた結果

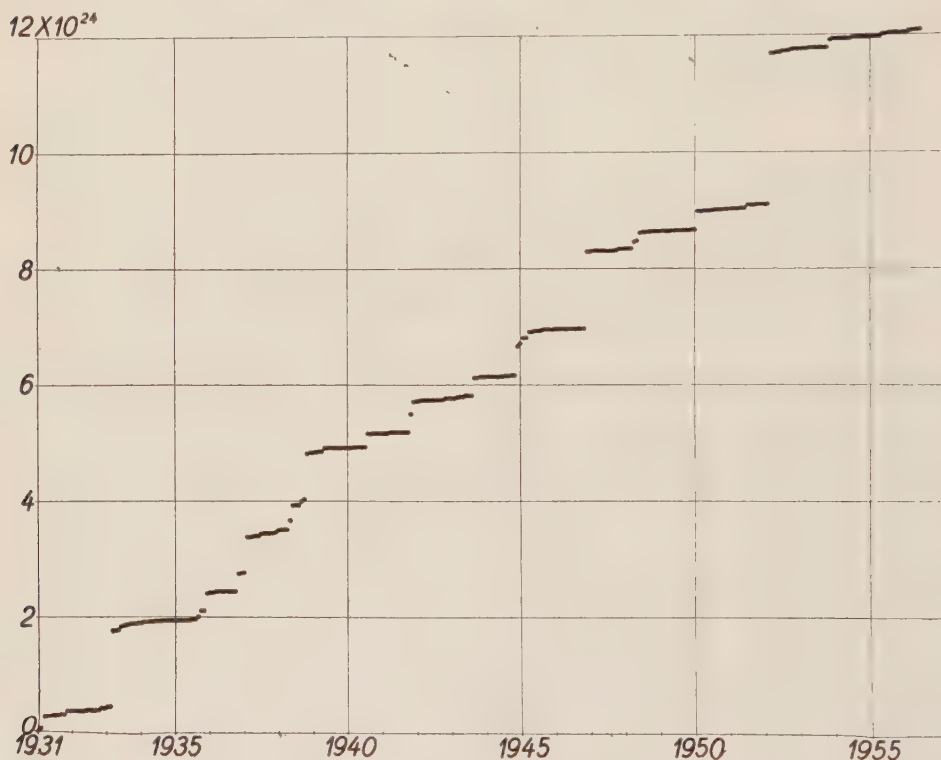
第 III 表 M に対する $\log E$ の値

M	5	6	7	8
旧	21.0	22.8	24.6	26.4
新	19.3	20.8	22.3	23.8

を第 2 図に示す。エネルギーは、大きくみると、時間的にはほとんど一様に増している。エネルギーの総和は、25 年間に 12×10^{24} エルグに達している。1 年間に平均すれば

$$\frac{1}{25} \times 12 \times 10^{24} \text{ エルグ/年}$$

ということになる。この調べを行つた地域の面積を $3.5 \times 10^{15} \text{ cm}^2$ ととると、単位面積・単位



第 2 図 地震エネルギーの積算曲線

時間あたりのエネルギー放出の割合は

$$\begin{aligned} & 1.5 \times 10^8 \text{ エルグ/cm}^2 \text{ 年} \\ & = 0.1 \times 10^{-6} \text{ カロリー/cm}^2 \text{ 秒} \end{aligned}$$

ということになる。これは地表近くにおける熱の流れの割合よりも、はるかに小さいものである。

GUTENBERG (1956) は、全地球における地震エネルギー放出の割合は

$$10^{25} \text{ エルグ/年}$$

であると見積もつた。これとくらべてみると、日本の $\frac{1}{2} \times 10^{24}$ エルグ/年 はその 1/20 にしかす

ぎず、少し小さすぎるように思われる。

5. そこで、同一の基準に立つて全地球と日本とをあらためてくらべてみるため、次のような計算を行なつてみた。

1 年あたりの地震の数 N は

$$\log N = -0.48 + 0.90(8 - M) \quad \text{全世界}$$

$$\log N = -1.08 + 0.72(8 - M) \quad \text{日本}$$

によつて与えられることは前に述べた。これらの式と

$$\log E = 11.8 + 1.5M$$

との組合せると、

$$\log NE = 18.52 + 0.60M \quad \text{全世界} \quad (6)$$

$$\log NE = 16.48 + 0.78M \quad \text{日本} \quad (7)$$

という式が得られる ($4M=0.1$)。この 2 つの式に従つて、或る値以上の M を有する地震によつて放出されるエネルギー (1 年あたり) を計算してみると、第 IV 表のような結果になる。この表をみると、全世界からのエネルギー放出に対して、日本はおよそ 1/4 の寄与をしていることがわかる。

第 IV 表 M 以上のマグニチュードをもつ地震によつて放出されるエネルギー
(10^{24} エルグ・1 年あたり)

M	全 世 界	日 本	M	全 世 界	日 本	M	全 世 界	日 本
6.0	$362 + \alpha$	$93 + \beta$	7.0	$336 + \alpha$	$89 + \beta$	8.0	$230 + \alpha$	$67 + \beta$
6.1	361 "	93 "	7.1	330 "	88 "	8.1	209 "	62 "
6.2	359 "	92 "	7.2	324 "	87 "	8.2	185 "	55 "
6.3	358 "	92 "	7.3	317 "	86 "	8.3	158 "	48 "
6.4	356 "	92 "	7.4	309 "	84 "	8.4	126 "	39 "
6.5	353 "	92 "	7.5	300 "	83 "	8.5	90 "	28 "
6.6	351 "	91 "	7.6	290 "	80 "	8.6	48 "	15 "
6.7	348 "	91 "	7.7	278 "	78 "			
6.8	344 "	90 "	7.8	264 "	75 "			
6.9	340 "	90 "	7.9	248 "	71 "			

もちろんこれは、永年の平均について、その程度だということである。例えば、日本についてみても、25 年間に実際におこつた地震について計算すると、1 年あたり $\frac{1}{2} \times 10^{24}$ エルグとなつたし、地震の平均数から求めると 0.9×10^{24} エルグとなつたようなわけで、その間に 2 倍くらいのちがひがある。問題の性質上そうはつきりしたことはいえないが、日本からの寄与は、全世界に対して 10% 以上といつても大した誤はないと思われる。地震数の方からいつても 10% 以上という結果が出ているので、この結論はだいたい正しいとみてよいであらう。

GUTENBERG (1956) は、日本・ソロモン地域における地震エネルギー放出の割合は

$$10^8 \text{ エルグ/cm}^2 \text{ 年}$$

と見積もつた。筆者の見積もりは

$$1.5 \times 10^8 \text{ エルグ/cm}^2 \text{ 年}$$

であるから、実によく一致しているといつてよい。また横山 (1957) は、伊豆七島火山列において放出されるエネルギーとして

$$6 \times 10^{-8} \text{ カロリー/cm}^2 \text{ 秒}$$

と見積もつたが、これは地震に対する筆者の見積もり

$$0.1 \times 10^{-6} = 10 \times 10^{-8} \text{ カロリー/cm}^2 \text{ 秒、}$$

とほとんど等しい。これは誠に注意すべきことである。

文 献

- GUTENBERG, B.,
1956: The Energy of Earthquakes.
Quart. Journ. Geol. Soc. London, **112**, 1-14.
- GUTENBERG, B., and others,
1956: Progress Report, Seismological Laboratory, California Institute of Technology,
1955.
Trans. Amer. Geophys. Union, **37**, 232-238.
- GUTENBERG, B., and RICHTER, C. F.,
1954: "Seismicity of the Earth", Princeton University Press.
- 早 津 昭 男
1955: 地震の最大振巾が距離に対して減衰する割合——それと地下構造との関係
地震, **8**, 75-79.
- 坪 井 忠 二
1950: 日本附近におけるおもな地震の規模表
中央气象台 地震年報
1954: 地震動の最大振巾から地震の規模 M を定めることについて
地震, **7**, 185-193.
1956: Earthquake Energy, Earthquake Volume, Aftershock Area, and Strength of
the Earth's Crust.
Journ. phys. Earth, **4**, 63-66.
地震のエネルギー, 地震体積, 余震域面積と地殻の強さ
地震, **9**, 76-80.
- 横 山 泉
1957: Energetics in Active Volcanoes.
Bull. Earthq. Res. Inst., **35**.

寄 書

‘地球内部の温度’及び‘C層
について(続)’の再検討
—あやまりと欠陥—

Notes on my Previous Papers:

‘Temperature in the Earth’

‘On the C layer (Continued)’

京都大学理学部阿武山地震観測所

三 木 晴 男

Haruo MIKI

Abuyama Seismological Observatory,

Faculty of Science, Kyoto University

(I) 地球内部の温度¹⁾

(183) 31頁の正誤表

行	誤	正
6, 式 (2)	$T\alpha/\rho C_P$	$T\alpha V/C_P$
6, 式 (2)	$T\alpha g/C_P$	$T\alpha g A/C_P$
7	$T\alpha^2 K_T/\rho C_P$	$T\alpha^2 K_T V/C_P$
8, 式 (3)	$T\alpha^2 K_T/\rho C_P$	$T\alpha^2 K_T V/C_P$
33	$-(\rho\gamma_g Tg)/(K_S A)$	$-(\rho\gamma_g Tg)/K_S$

本文では1グラム当りの比熱を書き、数値計算では1モル当りの比熱を採つたために、あやまりを生じた。再計算の結果を次表に示す。但し、平均原子量

Depth (km)	Temperature (absolute temperature)		
1 000	2 000*	2 500*	3 000*
1 200	2 331	2 846	3 360
1 400	2 744	3 271	3 797
1 600	3 195	3 733	4 270
1 800	3 658	4 203	4 747
2 000	4 105	4 656	5 206
2 200	4 603	5 161	5 718
2 400	5 011	5 574	6 137
2 600	5 480	6 049	6 618
2 800	5 964	6 539	7 114

は20, Grüneisen 常数の値は1.5とした。平均原子量40の場合の計算を省略したのは、地球の場合 $A=20$ が適当であるとの批判があつたこと(Uffen)及び、平均原子量と温度勾配がほぼ比例するという(I) Table 2の結果が再計算によつて訂正されないからである。また、Grüneisen 常数は一定ではなく圧縮の影響をうけるという批判(島津)を考慮にいられた計算は他誌²⁾に掲載されている。

(II) C層について(続)³⁾

配位数に比例する反撥係数は、陰陽両イオンの最小距離を parameter とした potential energy表示における反撥係数である。(II) では分子容積の立方根を parameter としたため誤りを生じたことが指摘された(島)。このため(II) (4) (5)式の反撥係数 B は $B(R)\{A(\delta)/A(R)\}^n$ ととりかえなくてはならない。 $B(R)$, $A(R)$ はそれぞれ、最小イオン間距離を parameter とした場合の反撥係数(配位数に比例する)と Madelung の常数で、 $A(\delta)$ は分子容積の立方根を parameter とした場合の Madelungの

	n=5	n=7	n=9	n=11
ρ_b/ρ_a , $(K/\rho)_b/(K/\rho)_a$	1.05, 0.94	1.13, 0.96	1.17, 0.97	1.19, 0.98
ρ_a/ρ_c , $(K/\rho)_a/(K/\rho)_c$	1.19, 0.98	1.30, 1.01	1.35, 1.02	1.39, 1.03
ρ_b/ρ_c , $(K/\rho)_b/(K/\rho)_c$	1.26, 0.92	1.47, 0.97	1.59, 1.00	1.66, 1.01
ρ_a/ρ_a , $(K/\rho)_a/(K/\rho)_a$	1.19, 0.98	1.30, 1.01	1.35, 1.02	1.39, 1.03
ρ_b/ρ_a , $(K/\rho)_b/(K/\rho)_a$	1.25, 0.92	1.46, 0.97	1.58, 0.99	1.66, 1.01
ρ_c/ρ_a , $(K/\rho)_c/(K/\rho)_a$	1.00, 1.00	1.00, 1.00	1.00, 1.00	1.00, 1.00

* Assumed Values

常数である。かくて、Table III は次表のように訂正されなくてはならない。(II) では増減のみを百分率であらわしたが、わかりにくかつたと思われるので、今回は転移前後の ρ 及び K/ρ の比を書いた。

表からわかるように、一般に、 n が小さければ ρ の増加 (減少) は K/ρ の減少 (増加) を伴い、 n が大きければ ρ と K/ρ は同じ方向に増減する。また、島の計算⁴⁾ は第 1 行の $a \rightarrow b$ 転移に相当し、結果は矛盾しない。また、Lennard Jones's type の Potential をつかつた場合、島津によれば地球内部で $m+n > 6$ であつた。⁵⁾ 今の場合 $m=1$ であるから $n < 5$ 。従つて、D 層の ρ_0 , ϕ_0 の増大は C 層を Polymorphic transition layer と考えることによつて説明することはできない。

おわりに、誤りを指摘してくださつた方々に厚くお礼を申し上げますと共に、今後も、好意ある批判をお寄せ下さるようお願いします。

文 献

- 1) 三木晴男, 地震, **6**, 182, 1954
- 2) H. Miki, Mem. College. Sci., Kyoto Univ., **27**, 363. 1956.
- 3) 三木晴男, 地震, **9**, 58, 1956.
- 4) 島通保, 地震, **8**, 38, 1955.
- 5) Y. Shimazu, J. Earth Sci., Nagoya Univ., **2**, 15, 1954.

筑波山において観測された小地震

地震研究所 宮村 攝三

Minor Shocks Observed at Tukuba
Setumi MIYAMURA
Earthq. Res. Inst..

1955年6月 RTS-I 型超短波遠隔記録地震計の実用試験を筑波本郷間で実施したが¹⁾, その際約 1 週間筑波における小地震の連続記録を本郷でとり検出した。

筑波(地震研究所支所)では、すでに1954年表俊一郎が常時観測用電磁型高倍率地震計の試験として数万倍程度の観測をおこなつたことがあり²⁾, 最近で

は浅田敏がさらに高感度の各種の地震計をもちいて、詳細な観測的研究をすすめている³⁾。また昨年から約 32000 倍の直結電磁型地震計の常時観測もはじめられた⁴⁾。われわれの結果はこれらの観測にくらべると、ごくわずかの期間の資料であるが、高

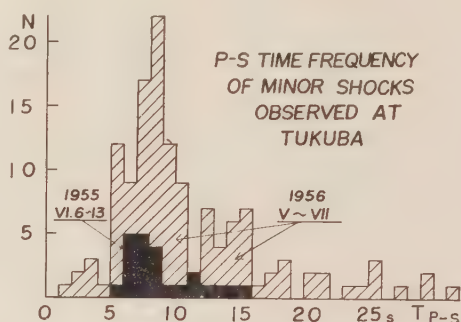


Fig. 1. Frequency distributions of P—S time durations for the minor shocks observed at Tukuba Seismological Observatory, E.R.I.

Black Columns—Period; 1955, VI. 6~13. Instrument: RTS—I ($V_m \approx 10^5$, 5~30 H_z)
Shaded Columns—Period; 1956. V~VII. Instrument; Station Seismograph No. 5 or 6 ($V_m \approx 3 \times 10^4$, 1~2 H_z)

感度観測の 1 例として、筑波における微小地震活動の一断面をしめす意味で簡単に記載しておきたい。

計器については、すでに報告したが¹⁾, 感度はこの場合 10 H_z の変位倍率 $V \approx 10^6$ で観測した。記録はさすがで、紙の速度約 4mm/s, JJY による分秒刻時を重畳した。成分は NS 成分のみである。

VI.6~13 の 1 週間に 69 ケの地震を検出できたが、そのうち P-S 時間を確定できたものは 27 ケで、他は 1) 地震動が大きすぎて P の時刻しかよめない 2) 地震動が小さすぎて、P がよめない 3) 記象型により S の位置を確定できない等の理由で、P-S 時間がはつきりよめなかつた。P-S 時間の頻度は第 1 図にしめす。斜線は 1956-V~VII の場合であり、計器のちがひにより多少の差がみられるが、5~10 秒のものがおおく、5 秒以下がきわめてすくない点が目される。

最大動記録複振幅の頻度分布は第 2 図の × 印であるが、資料がすくないので、石本—飯田の関係式の

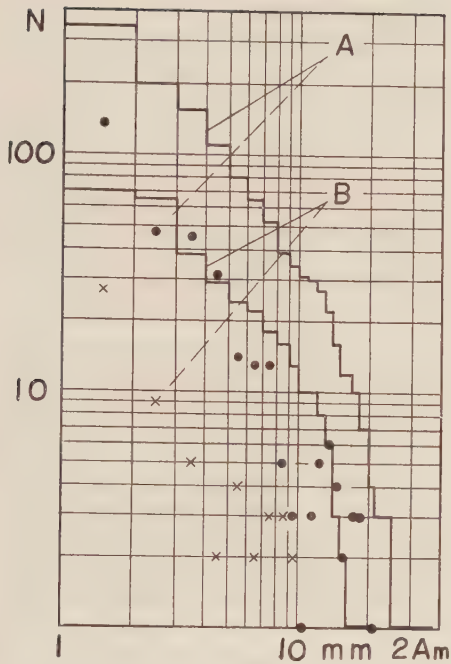


Fig. 2 Frequency distributions of maximum trace amplitudes of minor shocks observed at Tukuba Seismological Observatory, E.R.I. × for 1955 VI. 6~13, ● for 1956 V~VII.

Curve A: Cumulative frequency for shocks during 1956 V~VII by station seismograph No. 5/6. ($V=3 \times 10^4$, $1 \sim 2 H_z$)

Curve B: Cumulative frequency for shocks during 1956, VI. 6~13 by RTS-I ($V=10^5$, $5 \sim 30 H_z$)

係数はもとめてない。累積頻度（曲線 B）であれば、いくらか正しい傾向をみることができると思われるが、全体を直線とはみにくようにみえる。●印は地震観測報告⁴⁾による1956年 V~VII 検測の結果からもとめた、最大振幅頻度である。累積頻度（曲線 A）をとつても、これもやはり全体を1直線とはみさせない。計器の直線性はこの記録振幅で 30 mm までは充分保証できる。統計数がたりないためだけかどうか、今後の研究にまちたい。一応の資料として検討していただくことを希望する。

文 献

- 1) S. MIYAMURA and M. TSUJIURA, Bull. Earthq. Res. Inst., **33** (1955), 725—730.

- 2) S. OMOTE and Y. YAMAZAKI, 314th Monthly Meeting of Earthq. Res. Inst., Tokyo Univ., Sept. 28, 1954.

- 3) T. ASADA, Oral Communication.

- 4) Seismological Report, Earthq. Res. Inst., Tokyo Univ., May-July, 1956.

地震時報

1956年12月の顕著地震

12月19日 東京・神奈川県境の稍深発地震

12月19日06時12分57秒ごろ、 $35.6^\circ N$, $139.2^\circ E$, 深さ約120 km に起つたもので、関東地方の全般と、中部、東北両地方の一部で有感、最大震度 IV, 最大有感距離は宮古まで 510 km.

12月21日 千島列島南部の稍深発地震

12月21日04時48分05秒ごろ、 $45\frac{1}{2}^\circ N$, $151\frac{1}{2}^\circ E$, 深さ約 120 km に起つたもので、北海道東部で有感、震度 I, 最大有感距離は釧路まで 570 km.

三宅島南方沖の頻発地震

12月21日から三宅島南方沖に局発地震が頻発して、12月中に総計 276 回に達した。日別回数は次の通りである。

日 附	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	計
有感回数	2	8	8	4	3	3	6	1	0	0	0	35
無感回数	55	58	32	27	13	12	24	2	6	5	7	241
合 計	57	66	40	31	16	15	30	3	6	5	7	276

このうち顕著地震は次の 2 回であつた。

- (1) 12月22日05時10分05秒ごろ、 $33.8^\circ N$, $140.0^\circ E$ 深さ約 20 km に起つたもので、関東、中部両地方の一部で有感、最大震度 III, 最大有感距離は前橋まで 300 km.

- (2) 12月23日08時12分36秒ごろ、 $33.7^\circ N \sim 139.5^\circ E$ 深さ約 20 km に起つたもので、関東、中部両地方の一部で有感、最大震度 III, 最大有感距離は宇都宮管内喜連川まで 340 km, 規模 M(C).

本邦火山消息 (1956年)

雌阿寒岳 (1503 m, $43.5^\circ N$, $144.0^\circ E$)

最高峰ボンマチネシリの山頂火口底の、東南壁沿いの地域で、3月18日、5月19日（北東 73 km の

網走まで降灰), 29日(東 40 km の弟子屈まで降灰), 6月15日(新火孔誕生, 既存火孔も拡大, 噴石多量, 南東 90 km の芥内まで降灰), 20日(火孔拡大), 29日, 30日(2回), 10月31日と, 合計9回の中小爆発が発生した。

十勝岳 (2077 m, 43.5°N, 142.7°E)

9月6日から同月中旬までの間に, 通稱新々火口(1952年誕生)で小爆発があり, 火口付近に小石を飛ばせ, 鳴動は 4 km 先まできこえた。

三原山 (755 m, 34.7°N, 139.4°E)

1月3~6日に, 通稱内輪底(中央火口)内の旧火口南南東部で, ととき小爆発があり, 噴煙は数百 m の高さにあがつた。いわゆるガス爆発で, 碎屑物も比較的少量ではあつたが, 径約 90 m の新火孔(561 火孔)を生じた。なお, 大島測候所の地震計は, 前年12月11日から1月6日まで, 火山性微動を連続的に記録した。

4月24日~5月12日に, 大島測候所の地震計は総計 261 回(内, 有感42)の局発地震を記録した。

8月25, 26日に, 561火孔の噴気が特に強くなり, 高さ 500 m に達し, 火口付近では鳴動, 地動が感じられた。なお, 大島測候所の地震計は8月19~27日に火山性微動を記録した。その後, 同測候所では11月11, 12, 17~30日にも連続的に火山性微動を記録したが, 火口付近の表面的活動には特に異常は認められなかつた。

三宅島 (885 m, 34.0°N, 139.5°E) 付近

8月13日, 三宅島西南西 9 km の大野原島の大根岩のふもとで熱湯が噴出し, 付近の海水温があがっているのを航行中の漁船が観測した。

鳥島 (387 m, 30.5°N, 140.3°E)

1~3月の間に, 中央火口丘硫黄山の北側および西側の硫気地域で, 土地が約 10 m 隆起し, 硫気活動も活発化してきた。更に, 9月には, 硫黄山の北側山ろくで新しく小噴気孔が認められた。

阿蘇山 (1592 m, 32.9°N, 131.1°E)

1月上~中旬に中岳第1火口がやや活気を呈し, 火口付近にしばしば降灰し, 特に 3, 13日には火口内で噴石活動があつた。以後, 活動は穏やかであつたが, 12月21日には土砂の噴出が認められ, また, 阿蘇山測候所の地震計には, 火山性微動が全年にわたり, 連続的または断続的に記録された。

金峰山 (666 m, 32.8°N, 130.6°E), 雲仙岳 (1360 m, 32.7°N, 130.3°E) 付近

10月10~30日に, 両火山地域にまたがると考えら

れる局発地震が, 熊本, 温泉岳両測候所などの地震計に合計27回(内, 有感3)記録された。

桜島 (1118 m, 31.6°N, 130.7°E)

前年10月に爆発的噴火を行つた南岳山頂火口が1月6日から噴火を再開し, 以後全年にわたつて中小爆発を繰り返し, 鹿児島市街でも, 降灰, 爆音, 空振などがしばしば観測された。おもな爆発(噴煙の高さが山頂上 1000 m 以上のもの, 又は, 爆発地震が鹿児島地方気象台の地震計に記録されたもの)の月別回数は次のとおりである。

月	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	計
回数	311	19	25	9	5	8	9	31	64	14	18	216	

なお, 噴煙の高さの最高は山頂上 3000 m(7月30日2回, 10月3日2回, 11月4日), 鹿児島で記録された爆発地震の最大振幅は最大 N 77 μ (10月30日)であつた。また, 前年10月および本年1~2月の諸爆発では再生碎屑物のみが認められていたが, 4月以降(あるいは3月から)の諸爆発では初生碎屑物が認められるようになり, 新鮮な典型的パン皮状火山弾もしばしば噴出された。

諏訪之瀬島 (825 m, 29.6°N, 129.7°E)

10月17日から活発な爆発活動を繰り返し, 噴煙はときに数千 m の高さにあがり, 火柱もときに 400 m の高さにあがつた。26日には爆発による空振が北東 25 km の中之島でも感じられた。11月29日以後は活動がやや衰えたが, 12月末までととき小爆発を繰り返した。

(気象庁地震課)

学 会 記 事

○IUGG 総会への論文提出について, 地震分科会主任と達清夫氏より下記の如き文書が送付された。

昭和 31 年 12 月 19 日

地震学会 殿

日 本 学 術 会 議
地球物理学研究連絡委員会
地 震 分 科 会 主 任
和 達 清 夫

IUGG 総会への論文提出について

1957年9月にカナダ, トロントにおいて, IUGG 総会の開催が予定されております。

については, この総会に「地震及び地球内部構造」に関する論文を提出されたい方は, 出席者に代読を

依頼する都合もありますので、前以て、本分科会に御連絡下さるよう。貴御関係にお伝え下さるようお願いいたします。

○IUGG トロント会議に提出する地震及び地球内部構造関係のナショナルリポートに関して、地震分科和達主任より下記の如き文書が送付された。

記

IUGG トロント会議に提出する地震及び地球内部構造関係のナショナルリポートに関する件。

明年9月カナダのトロントにおいて開催予定のIUGG 総会に我が国より提出する地震及び地球内部構造に関するナショナルリポートは、本分科において作成することになりました。このリポート作成資料の蒐集につき、貴機関各位の御協力を仰ぎたく存じますので以下の事柄につき、貴御関係の各位に周知方宜敷お願い申し上げます。

上記ナショナルリポート作成にあたり、本分科におきましては、同封別紙に掲載の諸雑誌にのせられております関係論文につきましては、既に準備致しましたので、各位におかれまして、昭和29年1月以降上記以外の雑誌等に発表せられました、地震及び地球内部構造に関する論文報告等がございましたら、それらにつきまして、

1. 著 者 名
2. 題 目
3. 発表誌名 巻(年)号, 頁
4. 本文の国語
5. 梗概(又は別刷)

梗概は論文題目集編集の参考と致しますのでごく簡単な和文のもので結構であります。

等を昭和32年1月20日迄にお返事下さるようお願いいたします。この件に関するお返事は

地震関係一本分科幹事(東大 地震研究所
表 俊一郎)

地球内部構造関係一地球内部構造専門委員会幹事
(東大 地球物理学教室
竹 内 昌)

宛に願います。

尚、印刷等の都合もありますので外国語のアブストラクトのついていない和文の論文は、ナショナル・リポートの論文題目集にはのせない方針でありますのでお含み願います。

Proceeding of Japan Academy.

Bulletin of the Earthquake Research Institute
Tokyo University.

Journal of the Faculty of Science, University
of Tokyo, Section II.

Geophysical Notes of the Geophysical Institute,
Tokyo University.

The Science Report of the Tohoku University
Fifth Series, Geophysics.

Bulletin of the Disaster Prevention Research
Institute.

Report of the Research Institute of Under
ground Resources, Mining College, Akita Uni-
versity.

Geophysical Magazine, Published by the Central
Meteorological Observatory.

Quarterly Journal of Seismology.

Journal of Meteorological Research, Publish-
ed by the C. M. O.

Bulletin of the Geographical Survey Institute.

Report of the Geological Survey of Japan.

Bulletin of the Geological Survey of Japan.

Zisin (Journal of the Seismological Society of
Japan).

Journal of Physics of the Earth.

Buturi Tanko (Geophysical Exploration).

Bulletin of the Earthquake Research, Insti-
tute, Tokyo University, Supplementary Volume.

Memoires of the College of Science, Kyoto
University.

Journal of the Geodetic Society of Japan.

○昭和32年1月31日地震分科主任より委員長あて
下の文書が送付された。

来る9月、トロントで開かれる IUGG 総会に提出するナショナルリポートの草案を作りましたから御検討下さい。なお、資料集収の都合で一部に空欄がありますが、これは追つて完全なものにいたします。論文のリストは篇数を示すにとどめました、正式のものは、著者名 ABC 順に並べる予定であります。この草案について御意見がありましたら至急

にお申し出下さるようお願いいたします。

INTERNATIONAL UNION OF GEODESY AND
GEOPHYSICS
ASSOCIATION OF SEISMOLOGY
AND
THE PHYSICS OF THE INTERIOR OF THE
EARTH

Strasbourg, January 15, 1957.

Toronto Assembly Circular Letter No.2

1. The XI General Assembly of the International Union of Geodesy and Geophysics will be held in Toronto from Tuesday 3rd to Saturday 14th September, 1957. The official invitations issued by the Canadian Committee have been sent to the National Committees adhering to the Union.
2. The provisional agenda for the meetings of the Association of Seismology and the Physics of the Interior of the Earth has now been fixed as :
 - 3rd September : Opening Assembly of the I. U. G. G.
 - 4th to 7th September and 12th and 13th September: Meetings devoted to questions on Seismology.
 - 9th to 11th September : Meetings devoted to the study of the Physics of the Interior of the Earth and joint meetings with other Associations.
3. The Rapporteurs forming the Commission of the Physics of the Interior of the Earth suggest for the Agenda of the forthcoming Assembly the following questions :
 - a) What can we learn from gravimetry about the internal structure of the earth below the compensation-level ? (Rapporteur: Prof. J. Goguel).
 - b) The geophysical history of a geosynclinal. (Rapporteur : Prof. Vening-Meinesz).
 - c) Hypothesis of convection-currents in the mantle of the earth (Rapporteur : Prof. Vening-Meinesz).
 - d) Heat Flow (Rapporteur : Prof. Bullard).
 - e) Earthquakes and Turbidity Currents (Rapporteur : Dr. R. Stoneley).
 - f) The Continental Shelf (Proposal by Dr. R. Stoneley).
 - g) Physico-chemical interpretation of magma; state and composition of magma; definition of the crust and its substratum. (Joint meeting with the Association of Volcanology); Rapporteur : Prof. Rittmann, President of the Association of Volcanology.
 - h) Geochronology and radioactivity, radio-geological maps (Joint meetings with the Association of Volcanology); Rapporteur : Prof. J. Tuzo Wilson, Toronto.
4. In the field of seismology the following items will be dealt with in the course of symposia which will take one or two meetings each.
 - a) Magnitude and Earthquake Energy (one meeting); Rapporteur : Prof. B. Gutenberg. The following papers will be submitted :
 - Dr. B. Gutenberg : Introduction.
 - Dr. D. Di Filippo and Dr. L. Marcelli : Magnitude Unificata per la stazione sismica di Roma.
 - Dr. M. Bath : The energy of seismic body waves and surface waves.
 - Dr. Ben Howe'l : Energy represented by seismic waves form small blasts.
 - Dr. C. Tsuboi et al. : Seismicity-magnitude-energy relations for earthquakes in and near Japan.
 - Don Tocher : Earthquake energy and ground breakage.
 - Dr. P. Byerly : Energy of earthquakes calculated from geodetic observations.
 - b) Crustal Structure of Continents and Ocean Basins (two meetings); Rapporteur : Prof. Fr. Press.

The following titles have been received thus far :

Dr. R. Stoneley : The Propagation of Rayleigh Waves Across Continents and The Ocean Floors.

Dr. M. Bath : The Continental Channel Wave Guided by the Intermediate Layer In the Crust.

Dr. M. Bath : The Revised Model for Continental Channel Wave Propagation.

Dr. B. Gutenberg : Crustal Structure in California.

Besides those Mentioned above papers by Messrs. Caloi, Goguel, Hales, Hayes, Tsu-boi, Mme Labrouste and M. Rothé will be presented :

- c) Travel times, Velocities and Internal Structure (one meeting) ; Rapporteur : Prof. Fr. Birch.

The following subjects have been tabled :

Markus Bath : Some Physico-chemical Consequences of the assumption of an asthenosphere low-velocity layer.

I. Lehmann : Seismic velocities in the upper part of the mantle.

- d) Conditions at the foci of Earthquakes with special Reference to Fault Plane Work (one or two meetings) ; Rapporteur : Dr. J. H. Hodgson, Ottawa.

Messrs. Byerly, Press, Keillis-Borok, Ritsma and Honda have agreed to present or to have papers presented on this suggested topic.

- e) Seismic Studies in the Arctic and antarctic and other special I. G. Y. projects.

This meeting will be specially arranged for the Members belonging to the Commission appointed for the International Geophysical Year and created within our Association (Rapporteur : Prof. V. Belousov, President of the Commission).

Colleagues who wish to present communication on the above mentioned subjects are requested to inform as soon as possible the Rapporteur as well as the Secretariat General of The Association.

5. Meetings concerning additional problems,

such as instrumental questions (seismographs), microseisms etc....can also be arranged. Suggestions will be welcomed.

6. As regards the technical communications which are to be presented at the Toronto Assembly authors will please send notice of intended papers and ensure that the titles reach the Secretary General of the Association not later than April 1st, 1957. They will kindly pass their suggestions through their own National Committee.

A summary limited to not more than 300 to 400 words in length is desired. It is earnestly requested that those summaries be sent in duplicate to the Secretary General of the Association, 38, Boulevard d'Anvers, Strasbourg (France) at the latest on June 1st, 1957.

To facilitate discussion, it is desirable that if a communication is presented in English the Abstract be written in French and vice versa.

Abstracts of communications will be mimeographed and distributed in Toronto in advance of the meeting to make it possible for all those who are interested to prepare a discussion.

Authors will kindly let the Secretary General know the size of the slides they expect to use in the course of their lectures (size 5 × 5 cm. ? 8 1/2 × 10 cm. ? or others ?).

7. National Reports.

National Committees or Adhering Organizations of Member Countries of the I.U.G.G. are requested to submit National Reports on the activities within their respective countries in the field of seismology for the period 1954-1957.

Those reports should include the following items :

- 1) Locations of seismological observatories in operation, list of the instruments which they use.

- 2) Macroseismic Research Work ; Studies of felt earthquakes.
- 3) Research work carried out ; theoretical and applied seismology, seismological geography.
- 4) Bibliography, as complete as possible, of articles and Papers published during the period 1954-1957 etc....
- 5) It is desirable that this report should mention researches and publications made in the Interior of the Earth (Geothermy, Elasticity, Plasticity, constitution of the earth, radioactivity, tectonophysics, gravimetrical interpretation in so far as they make a contribution to the study of the earth), etc....

In order to facilitate the printing of National Reports National Committees are requested to follow the procedure adopted in 1954

by the Canadian National Committee (see : National Report for Canada inserted at the end of volume ((Comptes Rendus des Séances de la XI^e Conférence réunie à Roma on 1954)), publication de l'Association Internationale de Seismologie et de Physique de l'Intérieur de la Terre).

It would be appropriate therefore to have national reports prepared and printed in advance through their respective National Committees in the form of the ((Comptes Rendus des Assemblées de l'Association)) (size 16×24cm.). At least 700 copies should be made : 500 to be inserted in the Comptes Rendus of the Toronto Assembly and 200 to be distributed during the General Assembly. National Reports will have to reach the Secretary General by July 1st, 1957.

8. The detailed programme for the Sessions

	Name of Station	Latitude N		Longitude E		Altitude m	Seismographs *
Seismological Station of the Earthquake Research Institute, Tokyo University	Tokya (Hongo)	35°	43'	139°	46'	18	O(N,E;N,E), E(Z), Ha(N,E), Hv(N,E), IA(N,E,Z), T(N)
	Tsukuba	36	13	140	07	280	Ha(N,E), IA(N,E), EM(N,E, Z)
	Mitaka	35	40	139	33	58	Ha(N,E)
Seismological Stations of the Geophysical Institute, Kyoto University	Abuyama**	34	52	135	34	200	W(N,E,Z), G(N,E,Z), SL(N, E), L(N,E), S 20,000(N,E)
	Kamigamo**	35	04	135	46	190	W(N,E,Z), O(N,E), G(N,E,Z)
Seismological Observatory, Faculty of Science, Tohoku University	(Mukaiyama)	38	15	140	52	129	O(N,E), W(N,E,Z), S(N,E)
International Latitude Observatory	Mizusawa**	39	08	140	08	61	O(N,E;N, E), P(Z)

* Notations of Seismographs: O : Omori Seismograph, E : Ewing Seismograph, Ha : Hagiwara Inverted Pendulum Seismograph, Hv : Velocity Seismograph, IA : Isimoto Accelerometer, T : Tromometer, EM : Electromagnetic Seismograph, W : Wiechert Seismograph, G : Galitzin Seismograph, SL : Sassa Low magnification Seismograph, S 20,000 : Short Period Seismograph with magnification 20,000, S : Strong motion Seismograph, P : Portable seismograph,

** これらの観測所では、それぞれ Seismological Bulletin を発行している。

of our Association will be distributed later.

The President : Professor K. E. Bullen
Department of Applied Mathematics University
of SYDNEY (Australia)

The Secretary General Professeur J. P.
Rothé 38. Boulevard d'Anvers STRASBOURG
(France)

Toronto Assembly 用 National Report 草案
地震学及び地球内部の物理学

本報告は1954年より1956年までの期間における、
日本の地震観測及び研究の概要を記すものである。

1. 地震観測所

気象庁に属する地震観測所は、106ヶ所ある。うち、松代地震観測所は遠地地震の精密観測を、57ヶ所は Wiechert 式地震計を用いて近地地震の主観測を、他の48ヶ所は簡易地震計を用いて、補助観測を行つている。これ等観測所の位置、使用器械については、Seismological Bulletin of the Japan

Meteorological Agency 毎年1月号を参照されたい。観測資料は同 Bulletin 及び Bulletin of the Matsushiro Seismological Observatory に記載されている。

国立大学付属観測所その他は前頁の表の通りである。

以上のほか、数か所で、伸縮計または傾斜計を用いて地殻変動の連続観測を行つている。なお、日本は、I. G. Y に際して、遠地地震及び脈動の観測に参加すべく、いくつかの観測所を整備しつつあるが、それについては、I. G. Y の National Reportを参照されたい。

2. 1954~1956 年間のおもな地震

本期間中、日本付近の地震活動は比較的弱く、大きな被害をともしつた地震はなかつた。Magnitude が $6\frac{1}{2}$ をこえる地震、及び被害をともしつた地震は次表の通りである。

Date	Origin Time			Epicenter		Depth km	M	Remarks
	h	m	s	° N	° E			
(GMT)								
1954 Feb. 1	01	06	58	25	144	Shallow	7 ¹ / ₄	
May 14	22	39	27	36.0	137.4	230	7	
July 18	09	07	36	35.5	141.1	40	6 ¹ / ₂	
Aug. 27	10	55	07	25	143	Shallow	6 ³ / ₄	
Nov. 19	05	56	—	41.2	131.8	600	6 ¹ / ₂ ~6 ³ / ₄	
1955 May 1	90	55	19	39. ³ / ₄	143. ³ / ₄	60	6 ³ / ₄	
May 14	06	04	17	27.8	140.2	500	6 ³ / ₄	
May 30	12	31	46	24. ¹ / ₂	142. ¹ / ₂	600	7 ¹ / ₄	
Jun. 23	13	41	28	35.2	133.4	20	6	Slight Damage NearEpicen- ter.
July 27	01	20	49	33.75	134.3	0—10	6	Slight Damage NearEpicen- ter.
Oct. 19	01	45	27	40.3	140.2	0—10	6	Slight Damage NearEpicen- ter.
Dec. 7	15	03	10	26. ¹ / ₂	143. ¹ / ₂	Shallow	6 ³ / ₄ ~7	
1956 Feb. 14	00	52	54	35.7	139.9	50	6	Slight Damage in Tokyo and Vicinity.
Mar. 5	23	29	43	44.3	144.1	0—20	6	Slight Damage in Abashiri, Minor Tsunami Observed.
Aug. 12	16	59	31	33.8	138.8	40—60	6 ¹ / ₂	

Date	Origin Time			Epicenter		Depth km	M	Remarks
	h	m	s	°N	°E			
Sept. 29	21	20	51	37.95	140.55	20	6 ¹ / ₄	Slight Damage Near Epicenter, One killed.
Sept. 29	23	20	53	35.5	140.2	70	6 ¹ / ₂	Slight Damage in Tokyo, and Vicinity.
Oct. 11	02	24	44	44.5	150.5	100	7 ¹ / ₄ ~7 ¹ / ₂	
Nov. 29	09	15	22	27	142	Shallow	7	

この期間中大きな津波をともしなわなかつたが, 1956 年 Mar. 5 の北海道北東沖の地震に際しては, 日本の津波警報組織は有効にはたらいた。

3. 刊行物と論文のリスト

日本の地震学関係の論文が掲載されている, 主な刊行物は次の通りである。カッコ内の記号は, 次の論文のリスト中に使われる略号を示す。

- (1) Journal of the Seismological Society of Japan. (Zisin), (JSSJ).
- (2) Journal of the Physics of the Earth, (JPE).
- (3) Proceeding of the Japan Academy. (PJA)
- (4) Journal of the Faculty of Science, Tokyo University.
- (5) Bulletin of the Earthquake Research Institute, Tokyo University. (BERI)
- (6) Geophysical Notes of the Geophysical Institute, Tokyo University.
- (7) The Science Report of the Tohoku University, Fifth Series, Geophysics. (SRTU)
- (8) Memoires of the College of Science Kyoto University, (MCSKU)
- (9) The Disaster Prevention Research Institute Bulletin, (BDPRI).
- (10) Journal of the Earth Science, Nagoya University. (JES).
- (11) Report of the Research Institute of Underground Resources, Mining College, Akita University (RUR)
- (12) Geophysical Magazine (GM)
- (13) Papers in Meteorology and Geophysics, (PMG)
- (14) Quarterly Journal of Seismology (Ke-

nsin Ziho), (QJS).

- (15) Bulletin of the Geographical Survey Institute (BGRI)
- (16) Report of the Geological Survey of Japan (RGS).
- (17) Bulletin of the Geological Survey of Japan (BGS)
- (18) Geophysical Exploration (Buturi Tanko) (GE)

論文はそのテーマによつて12種に分類した。番号に * 印をつけたものは, 本文は日本語で書かれ, 表題と同じ国語の Abstract がついている, 他のものは, 表題と同じ国語で書かれてある。

- (1) Instrument Improvements in Seismological Observations. 28 篇
- (2) Theoretical Investigations on the Elastic Waves. 38 篇
- (3) Mechanism of Earthquake Occurrence. 8 篇
- (4) Magnitude and Energy of Earthquakes, Time and Space Distribution of Earthquakes, Seismicity. 22 篇
- (5) Crustal Structure, Observation of Surface Waves. 15 篇
- (6) Explosion Seismology. 14 篇
- (7) Model Seismology, Elastic Properties of Rocks. 14 篇
- (8) Miscellaneous Problems. 28 篇
- 震源の決定 4 地震の調査 2 地震動の性質 5
土地の震動特性振幅 4 地すべり 2 雑 11
- (9) Microseisms. 6 篇
- (10) Applied Seismology. 17 篇

(11) Crustal Deformation related to Earth-
quakes. 6 篇

(12) Tsunamis. 6 篇

4. 地球内部の物理学の論文リスト

○幹 事 会

1956年12月21日 13h 30m 於、東大地物教室
出席者、浅田、宇佐美、宇津、鈴木、佐藤、竹
内、広野、(内田)

議 題

1. 庶 務

1) 文部省昭和32年研究成果刊行費の申請のいか
んについて——例年の如く申請することにし
た。

2) 気象研究所より“Papers in Meteorology
and Geophysics”と“地震”の交換依頼を受
けた。——原則に従い購読方依頼をする。

3) 学術会議より昭和32年1月～6日に本会にて
開催される学会等の有無、期日に関する「調査
カード」及び「学協会賞の調査」が送付された
ので所要事項記入、返送した。

2. 用語制定について準備委員会(京都に於ける
委員会で推せんした河角委員他、本会に於ける準備
委員会委員)を開いた方がよいと思う(広野幹事)
——この件につき河角委員に申し出、出来る事なら
1月14日(月)に第1回の会合を行うことにした。又
浅田、宇津、金井、竹内、早川、広野、吉山、各委
員には、本多委員長の名を以つて準備委員会委員を
お願いするむねの依頼状を出す事にした。

3. 秋季学会々計報告(宇佐美幹事)

収入

アブストラクト売上 17,400

支出

アブストラクト印刷 10,000

会場受付、ピラハリ 3日×4人×200 2,400

会 場 小 使 謝 礼 300

事務費(紙、筆など) 460

郵 送 料 500

計 13,660

差 引 3,740

4. 32年度委員選挙、例年の形式に従う。発送は
1月8～9日頃迄に行う事。投票の際には、封筒の
表に「選挙用紙在中」と明記する事。

5. 学会講演会開催に関するアンケート 講演会
開催毎に問題となる会場、期日、形式、シンポジウ
ム等について広く会員間の傾向を調査する事にし案
を作った。発送は選挙と共にする。

6. 春季学会シンポジウムについて 幹事会で具
体案を作ることになっているので、種類、題目をあ
げ検討。「発震機構」及び「Magnitude」と決め各
々、本多委員、坪井委員を組織委員長として具体的
題目、人選等依頼する事にした。

7. 委員会の件、1月28日(月) 13h 40m

於震研会議室

議題 1) 各係報告、2) 地震工学懇談会の件、3)
アンケート集計の件、4) 32年度春季講演会の件。

5) その他。ときめた。

8. 事務員(内田)の期末手当は、1.65支給する
事にした。

○委 員 会

1957年1月28日(月) 13h 40m～15h 40m

於東大、震研会議室

出席者、本多委員長、浅田、安芸、井上、河角、
竹内、坪井、松沢、宮部、宮村、(内田)

議 題

1. 地震工学懇談会の件。河角委員より同懇談会
(2回開催)の報告。アメリカに於ける会議の席
上、各国代表より次回国際会議を日本で開催する様
要望されたので学術会議に申し入れた。実施を仮定
し、その準備、組織、予算等の審議(予算について
は小委員会を設けて検討した。250万程度)(以上第
1回会合)。費用の国家補助は望めない模様なので
対策を検討。実施、構想は1960年9月1日～5日間
位(1日をエキスカージョンに当てる、場所は東京
収容人数300名程度の会場(サンケイホール)。準備
のための組織と学会内に設けたい。(本土学会——
既成の耐震委員会が当る。建築学会——構造関係者
20名位で新たに組織)(以上第2回会合)。

以上の報告があり、本会内に組織を設ける事につ
いて検討したが、河角委員より「日本に於ける開催
が決定すれば学術会議内に準備委員会が出来、そこ
で働いていただく事になるが今の所は、形式にとど
まる程度」との補足があり、結局、過日選出した4
人の方に代行していただく事にした。

2. アンケート集計結果 計49通、傾向として

「講演の時間、1人当りの論文数等に制限を設け、同一会場で行う。又、関係の深い学会と連絡をとつて行うと云う要望が強く、シンポジウムについては票が分散して、はつきりした結果が現れなかつた」尚、種々の意見をよせられた方も多かつたので後日まとめて報告を出す。尚上記の結果については、次年度の委員会に申し送る事とした。

なお下の様な意見がよせられてある。

○文献の紹介を“地震”にのせる。

○問題の設定がそもそもはつきりしない学会の期日場所等をもつとはつきり指定にアンケートをせよ。

○会場を分ることは絶対に反対。

○開催都市は旅費の件を考えて決定せよ。

○プログラム編成をもつと注意深く。

○“地震”の頁数をふやせ。

○シンポジウムは時にはもつと変つた企画を。

○アブストラクトは出席しない人にも分る様結論まではつきりかく様に。

○年に1回位いエクスカージョンをせよ。

このアンケートの結果は次期委員会にひきつぐことにした。

3. 春季講演会の件。測地、火山等と同時開催を望む向が多いが、先方の同意の可否が先決問題であり、学会連合広野幹事に依頼する事にした。

4. デックス氏招への件。(坪井委員報告) 坪井教授あて、同氏より来日の希望が表明されたので同教授が淵田氏を通じ帝石に交渉を行つたところ、1ヶ月帝石の技術指導をする事の条件の下に100万円支出する事になつたが、その方法として地震学会に寄付、本会が同氏を招へいする形式を取つてほしいとの事である。——本会はこれを承認。招へいの名目は、シンポジウム、ゼミナール等坪井委員に一任。又実際に同氏を中心に講演会、その他を実施する事にした。

5. その他

- 1) 賛助会費の件。浅田委員より現在の1口1000円を5000円に引き上げる件につき提案されたが金額は現在のまま、すえ置き、一般の会員の方

でも年額500円の他に支出出来る方には、賛助会員として援助していただく(坪井委員案)事にした。

- 2) 学会記事 簡単化の提案(浅田委員)がなされたが、現在の程度に書く事にした。

- 3) 事務時間 事務員は、隔日制では将来支障を来す恐れがあると説明が、庶務幹事よりなされた。

- 4) 地震のてい裁 この所、海外向が大部増加した。又国内の利用者にも便利であるようbibliographyをつける事にし、差し当つて、震研、気象庁、気象研究所、京大、北大、東北大、名古屋大等機関におねがいし、集録する事にした。

- 5) 国外会員の選挙権について 選挙権は認めるが、郵送には、航空郵を使わない。

- 6) シンポジウム 本日の委員会で Magnitude のみと決定した。

○委員選挙(1957年度) 3月1日 震研会議室で開票の結果下の如くであつた。(開票人、安芸・浅田・笠原・竹内・(内田))

松 沢 武 雄	86票	佐 々 憲 三	86票
本 多 弘 吉	84	浅 田 敏	84
鈴 木 次 郎	82	田 治 米 鏡	80
和 達 清 夫	77	坪 井 忠 二	73
竹 内 均	71	河 角 広	68
佐 久 間 修 三	66	井 上 宇 胤	65
宇 佐 美 竜 夫	65	西 村 英 一	64
安 芸 敬 一	63	下 鶴 大 輔	62
末 広 重 二	62	島 津 康 男	61
広 野 卓 蔵	60	早 川 正 己	59
田 望	58	三 木 晴 男	57
佐 藤 泰 夫	55	村 内 必 典	53
吉 山 良 一	48	宇 津 徳 治	48
宮 部 直 己	44	吉 川 宗 治	44
萩 原 尊 礼	43	金 子 徹 一	42
次点 松本利松	39		
有効投票数	107票		
無効投票数	1票		
計	108票		

地震学会賛助会員（順不同）昭和29年3月1日現在

三井不動産株式会社
鹿島建設株式会社
大成建設株式会社
清水建設株式会社
竹中工務店
大林組
織本建築設計計算事務所
茂木建築設計計算事務所
三菱地所株式会社
保坂振動計器製作所
電力中央研究所
明石製作所
朝日生命保険相互会社
生命保険協会
日本損害保険協会
勝島計機製作所

東京都中央区日本橋室町2の1
東京都中央区横町2の3
東京都中央区銀座3の4
東京都中央区室町2の1
（東京支店）千代田区大手町1の6
（東京支店）千代田区丸ノ内1の2
東京都中央区日本橋蛸殻町3の2
東京都文京区大塚町33
東京都千代田区丸ノ内2丁目2の211
東京都文京区小石川柳町22
東京都北多摩郡狹間町岩戸1229
東京都品川区東品川5の1
東京都千代田区丸ノ内1の1
東京都千代田区丸ノ内3の4
東京都千代田区神田淡路町2の9
東京都荒川区日暮里町2の17

「地震」投稿規定

1. 論説の投稿は、原則として、地震学会で講演済みのものに限る。
2. 論説の長さは、当分の間、なるべく刷上り10頁（400字詰原稿用紙20枚位）以内とする。
3. 原稿は400字詰原稿用紙に横書に認め、仮名は平仮名、なるべく新仮名づかいを用い、外国語は片仮名又は原語を用いること。
4. 原稿用紙各頁に字数を赤字で明記すること。
5. 論説原稿には必ず欧文題目と欧文要旨をつけること。
6. 句読点、. 等を明瞭に記入すること。
7. 地名、人名の読みにくいものには振仮名をつけること。
8. 数字は漢字を用いず、アラビア数字を用いること。
9. 数式、特に本文中の式は、なるべく1行以上を占領せざる形（例えば、 k/μ , $\sin \{(s\pi x/l) - (s\pi ct/l)\}$ の如く）に書くこと。
10. 挿図は黒インキにて明瞭に書き、刷上り寸法又は縮率を必ず記入すること。刷上り寸法横12cm 縦18cm 以上にならないように注意すること。図の中の文字は刷上り1mm 以下にならぬよう特に注意すること。原稿に赤字で図の挿入場所を指定すること。
11. 挿図、表等の説明には欧文を用いること。
12. 引用文献は最後に本文中の引用箇所の番号を附して記載すること。
13. 註は脚註とし、引用箇所の番号（註1の如く）附して別紙にしたためること。
14. 特殊な図版は（折込、色刷、アート等、用紙を含み）当分の間著者が費用を負担すること。
15. 別刷は100部を贈呈し、それ以上は著者の負担とする。
16. 初校以後の校正は、編輯係に一任のこと。
17. 寄書は刷上り2頁未満（400字詰原稿用紙約5枚）とし、欧文題目をつけること。寄書の図面は、刷上り横6cm、又は12cm にするように書くこと。

昭和32年3月20日印刷
昭和32年3月25日発行

第2輯 第9巻 第4号

東京大学理学部地球物理学教室内

編輯発行
兼印刷者

地震学会

代表者 本多弘吉

東京都千代田区富士見町1の10

印刷所

株式会社 国際文献印刷社

笠井康頼

発行所 東京大学理学部
地球物理学教室内

地震学会

（振替東京11918番）

ZISIN

JOURNAL OF THE SEISMOLOGICAL SOCIETY OF JAPAN

Vol. 9, No. 4

SECOND SERIES

March 1957

ARTICLES

- General Solutions of Equations of some Geophysical Importance
.....Hitoshi TAKEUCHI..189
- On the Crustal Structure as deduced from Forerunner Analysis
..... Yoshimichi KISHIMOTO and Akira KAMITSUKI..200
- On the Amplitude of Seismic Waves Observed at the Epicentral
Distance from 6° to 26°Yoshimichi KISHIMOTO and Akira KAMITSUKI..209
- On the Nature of Local Earthquakes Observed in Wakayama District
.....Takeshi MIKUMO, Michio OTSUKA and Akira KAMITSUKI..218
- Energy Accounts of Earthquakes in and near Japan.....Chuji TSUBOI. 229

CORRESPONDENCES

- Notes on my Previous Papers: 'Temperature in the Earth' 'On the
C-layer (continued)' Haruo MIKI..235
- Minor Shocks Observed at Tukuba.....Setumi MIYAMURA..236
- SEISMOLOGICAL NOTES237

Published
by
the Seismological Society of Japan,
c/o Geophysical Institute, Faculty of Science, Tokyo University.
Hongo, Bunkyo-ku, Tokyo, Japan.